

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI AGRARIA

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali



CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN SCIENZE FORESTALI E AMBIENTALI

**ANALISI COMPARATIVA DELLA RELAZIONE AFFLUSSI-
DEFLUSSI IN BACINI DOLOMITICI A DIVERSA SCALA
SPAZIALE**

Relatore: Chiarissimo Prof. Marco BORGA

Correlatore: Dott. Daniele PENNA

Laureando:

Andrea PADOVAN

Numero di matricola: 607059

ANNO ACCADEMICO 2009-2010

INDICE

RIASSUNTO	8
ABSTRACT	10
OBIETTIVI.....	12
CAPITOLO 1: Introduzione e stato dell'arte	13
1.1 Origine e tipologie delle precipitazioni atmosferiche.....	13
1.2 Il ciclo e il bilancio idrologico	19
1.3 Inquadramento generale dell'area oggetto di studio.....	23
1.3.1 Bacino sperimentale del Cordevole chiuso in località La Vizza (1810 m s.l.m.) ..	23
1.3.2 Bacino sperimentale del Rio Vauz	26
1.4 Stato dell'arte	37
CAPITOLO 2: Materiali e metodi	44
2.1 Misurazione degli afflussi meteorici.....	45
2.2 Misura dei deflussi	48
2.3 Elaborazione dati.....	56
CAPITOLO 3: Risultati e discussioni.....	59
3.1 Analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni	59
3.1.1 Relazioni tra precipitazioni	64
3.1.2 Analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni: relazione con la distanza topografica e quota.....	68
3.1.3 Interpolazione delle precipitazioni con il metodo dei topiети (o poligoni di	

Thiessen)	74
3.2 Relazioni afflussi-deflussi	77
3.3 Relazioni tra i coefficienti di deflusso e analisi delle aree riparie	84
3.4 Analisi degli idrogrammi di piena per eventi di precipitazione a bassa, media e alta cumulata.....	90
CONCLUSIONI	98
BIBLIOGRAFIA.....	103

INDICE DELLE FIGURE

Figura 1.1: Nube cumuliforme in fase di sviluppo (da www.meteo.it)	15
Figura 1.2: Precipitazioni orografiche (da www.meteo.it)	16
Figura 1.3: Precipitazioni cicloniche (da www.meteo.it)	17
Figura 1.4: Ciclo idrologico (da D.G.Tarboton http://www.engineering.usu.edu/).....	20
Figura 1.5: Rappresentazione dei flussi dal e al bacino idrografico.	22
Figura 1.6: Altimetria e reticolo idrografico principale del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza e in giallo del sottobacino del Rio Vauz (da Penna, 2005, modificato).	24
Figura 1.7: Carta delle quote del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza (da Van Beusekom, 2004).....	24
Figura 1.8: Vista tridimensionale del bacino del Cordevole a La Vizza. Evidenziati il sottobacino del Rio Vauz e lo stesso corso d'acqua (da Colombera, 2006).....	26
Figura 1.9: Panoramica del bacino del Rio Vauz visto da sud.....	27
Figura 1.10: Distribuzione altimetrica e reticolo idrografico del bacino del Vauz (da Penna, 2005).....	28
Figura 1.11: Distribuzione delle pendenze sul bacino del Vauz (da Boscolo, 2004)	29
Figura 1.12: Condizioni climatiche nel sottobacino del Vauz	30
Figura 1.13: Disposizione del sottobacino Rio Ponte all'interno del bacino del Vauz	31
Figura 1.14: Panoramica del bacino sotteso dal Rio Ponte.	32
Figura 1.15: Disposizione del micro-bacino all'interno del bacino del Vauz.....	34
Figura 1.16: Distribuzione altimetrica del bacino del Rio Larici.....	35
Figura 1.17: Panoramica del bacino sotteso dal Rio Larici.....	35
Figura 2.1: Pluviometro a bascula.....	45
Figura 2.2: Prospetto di una stazione meteorologica e foto illustrativa.....	46
Figura 2.3: Collocazione di Pluvio Basso e Pluvio Alto (da Penna,2005)	47
Figura 2.4: Illustrazione di un sistema di misura di portata mediante stramazzo.	48
Figura 2.5: Schema di uno stramazzo triangolare	49
Figura 2.6: Grafico utilizzato per la stima del coefficiente di contrazione (da Gregoretti, 2008).....	49
Figura 2.7: Illustrazione del trasmettitore di pressione Keller.	50
Figura 2.8: Scale delle portate ottenute per Rio Ponte e per Rio Larici.	51
Figura 2.9: Sezione di chiusura del Cordevole a La Vizza.	53
Figura 2.10: Ubicazione dei punti di misura delle portate del Rio Ponte e Larici.....	53
Figura 2.11: Sezione di chiusura del Rio Ponte.	54
Figura 2.12: Sezione di chiusura del Rio Larici.....	55
Figura 3.1: Correlazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento	66
Figura 3.2: Distribuzione dei casi di uguale a) e diversa b) precipitazione con la distanza planimetrica.....	70
Figura 3.3: Distribuzione dei casi di uguale a) e diversa b) precipitazione con la differenza di quota.....	72
Figura 3.4: Carta dei topoieti ritagliata lungo il perimetro del bacino del Cordevole a Saviner.....	75
Figura 3.5: Carta dei topoieti ritagliata lungo il perimetro del bacino del Cordevole a La Vizza.....	76
Figura 3.6: Relazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento e valori al picco di portata nei tre bacini.....	78

Figura 3.7: Relazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento e i deflussi totali nei tre bacini	79
Figura 3.8: Relazioni tra i deflussi totali e la durata delle precipitazioni a scala di evento nei tre bacini.....	81
Figura 3.9: Confronto dei valori massimi minimi e medi di intensità massima e media nei tre bacini.....	83
Figura 3.10: Relazioni tra i coefficienti di deflusso nei tre bacini	85
Figura 3.11: Distribuzione di frequenza dei coefficienti di deflusso calcolati per i bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza	87
Figura 3.12: Confronto tra gli idrogrammi di piena nei tre bacini per tre eventi a bassa cumulata.	91
Figura 3.13: Confronto tra gli idrogrammi di piena nei tre bacini per tre eventi a media cumulata.	92
Figura 3.14: Confronto tra gli idrogrammi di piena nei tre bacini per tre eventi ad alta cumulata.	93
Figura 3.15: Relazione tra i coefficienti di deflusso e il dislivello ($Q_{maxnorm}-Q_{iniznorm}$).....	96

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 1: Caratteristiche morfometriche del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza	23
Tabella 2: Valori di portata massima, minima, media, 25 th e 75 th dato percentile del bacino Cordevole chiuso a La Vizza.	25
Tabella 3: Principali caratteristiche del sottobacino del Vauz.	26
Tabella 4: Valori di portata massima, minima, media, 25 th e 75 th dato percentile del bacino Ponte.	33
Tabella 5: Valori di portata massima, minima, media, 25 th e 75 th dato percentile del bacino Larici.	36
Tabella 6: Le cinque stazioni meteorologiche dell'ARPAV prese in esame.	46
Tabella 7: Pioggia cumulata durante le stagioni 2006-2007-2008 (dal 15 Maggio – al 30 Settembre) e valori medi di pioggia cumulata tra le tre stagioni.	60
Tabella 8: Numero di eventi, valori medi, minimi e massimi di pioggia cumulata durante gli eventi piovosi individuati nelle stagioni 2006-2007-2008 nelle stazioni di misura considerate.	62
Tabella 9: Matrice delle correlazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento	66
Tabella 10: Matrice delle correlazioni tra le precipitazioni nel periodo che comprende le stagioni 2006-2007-2008	67
Tabella 11: Confronto tra distanza planimetrica tra le stazioni e i casi di uguale e diversa precipitazione	69
Tabella 12: Confronto tra la differenza di quota tra le stazioni e i casi di uguale e diversa precipitazione.	71
Tabella 13: Ponderatori per i poligoni di Thiessen ritagliati lungo il perimetro del bacino Cordevole a La Vizza.	76
Tabella 14: Numero eventi per intervallo temporale della durata di precipitazione.....	80
Tabella 15: Valori medi massimi e minimi di intensità massima e media per una serie di eventi estrapolati per le loro caratteristiche tipologiche.....	82
Tabella 16: Parametri u e v della distribuzione <i>Beta</i> per il campione di coefficienti di deflusso.....	87
Tabella 17: Confronto tra i valori medi dei coefficienti di deflusso per ogni bacino con le rispettive percentuali di superficie ripariale.....	89

RIASSUNTO

Lo studio ha lo scopo di valutare la risposta idrometrica di due piccoli sottobacini del Rio Vauz (bacino Rio Ponte di 0.12 km^2 , bacino Rio Larici di 0.033 km^2) confrontandola con quella del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza (7.9 km^2), quest'ultimo di dimensioni decisamente maggiori. Inoltre, si vuole verificare il ruolo che ha la variabilità spaziale delle precipitazioni nel confronto a scale di estensione così diverse. A tal fine, sono stati elaborati i dati di afflusso e deflusso registrati durante gli anni 2006-2007-2008, quindi sono stati individuati gli eventi piovosi avvenuti. Per evitare l'influenza della fusione nivale sulle risposte idrometriche è stato considerato l'intervallo temporale 15 Maggio – 30 Settembre di ciascun anno.

Dall'osservazione delle piogge cumulate durante le tre stagioni non si riconoscono affinità tra le stazioni meteorologiche, tuttavia, la stazione di Caprile risulta essere quella in cui si verifica la minore precipitazione, invece le stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela sono quelle in cui si verificano le maggiori precipitazioni. Si è visto che il numero di eventi individuati alle stazioni e i valori minimi di precipitazione sono mediamente abbastanza simile, invece le medie e i valori massimi di pioggia cumulata durante gli eventi relative alle stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela sono superiori rispetto alle altre, mentre quelle relative alle stazioni di Larici e Ponte sono inferiori. Le relazioni tra le precipitazioni a scala di evento registrate in ogni stazione di misura si dimostrano tutte di tipo lineare a direzione positiva, stando a provare che all'aumentare della precipitazione in una determinata stazione aumenta la precipitazione anche in un'altra stazione ad essa correlata.

Dallo studio delle relazioni tra i casi di uguale e diversa precipitazione tra le stazioni con la distanza planimetrica e il dislivello di quota che separa le stazioni stesse si è notato che la distanza planimetrica ha una influenza maggiore nel verificarsi casi di uguale precipitazione tra le stazioni esaminate.

Successivamente si è cercato di capire come varia la risposta idrometrica al variare della scala spaziale dei tre bacini. Dalle relazioni tra le precipitazioni totali e i valori al picco di portata misurati durante gli eventi si è notato che, all'aumentare della precipitazione totale, i valori al picco di portata tendono a crescere, ma con incrementi inversamente proporzionali all'estensione dei bacini. Dalle relazioni tra precipitazioni totali e deflussi totali calcolati durante gli eventi si ritiene che all'aumentare della dimensione spaziale del bacino il deflusso totale tenda a diminuire, mentre, all'aumentare della precipitazione totale, esiste una proporzionalità diretta tra

estensione del bacino e incremento del deflusso totale. Il comportamento del bacino Ponte si ritiene invece sia dominato da suoli sottili nella parte alta del bacino che favoriscono elevati deflussi e che ne condiziona il regime dei deflussi.

Dalle relazioni tra durata di precipitazione e deflussi totali sono stati riconosciuti due tipologie di precipitazione ben distinte tra loro, una di tipo temporalesco l'altra di tipo stratiforme, per le quali i tre bacini rispondono con deflussi totali ben diversi.

Le relazioni tra i coefficienti di deflusso dimostrano come all'aumentare dei valori del coefficiente di deflusso calcolati per il bacino Larici aumentino rapidamente anche quelli per il bacino Ponte. Tale affinità non si osserva per le relazioni tra i coefficienti di deflusso dei bacini Larici e Ponte con quelli del bacino Cordevole a La Vizza. Successivamente si è valutato l'influenza che l'area ripariale di ciascun bacino provoca sulla generazione dei deflussi. I risultati dimostrano che all'aumentare del valore percentuale di area ripariale si ha una diminuzione dei coefficienti di deflusso.

Sono stati messi a confronto gli idrogrammi di piena adimensionalizzati verificatisi nei bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza in occasione di alcuni eventi di precipitazione classificati in tre categorie distinte tra loro: bassa, media, alta cumulata. Dall'osservazione degli idrogrammi per le tre categorie si riscontra una notevole variabilità nelle modalità di risposta dei tre bacini.

ABSTRACT

The study aims to evaluate hydrometric's response of two small basins of Rio Vauz (Rio Ponte basin of 0.12 km², 0,033 km² basin of Rio Larici) comparing with that of the closed basin Cordevole at La Vizza (7.9 km²), significantly larger. Furthermore, we want to test the role that the spatial variability of rainfall in comparison to extension ladders so different. To this end, the data inflow and outflow were processed recorded during the years 2006-2007-2008, and have identified the rainfall occurred. To avoid the influence of melting snow levels on hydrometric responses was considered the time interval 15 May to 30 September each year.

Observation accumulated during three rainy seasons do not recognize the similarities between the stations, however, the station Caprile is experiencing the lowest rainfall, the stations of Passo Falzarego and Malga Ciapela are those that are experiencing the heaviest rains.

We have seen that the average number of events is quite similar, even the minimum values of precipitations are included in a content divide. Instead, the average and maximum values of cumulative rainfall during the events show that those for stations Passo Falzarego and Malga Ciapela are higher than others, while those for stations are lower Ponte and Larici. The relationship between rainfall event scale recorded at each station to measure all show linear positive direction with a good level of correlation, it shows that with increasing precipitation at a station increases the precipitation in another station correlated.

Study relations between cases of equal and different precipitation stations with the distance between the planimetric and the difference in altitude that separates the stations themselves it is believed that the planimetric distance has a greater influence than the difference in the proportion of occurrences of equal precipitation between the stations examined.

Subsequently we tried to understand how the response varies at different hydrometric spatial scale of the three basins. The relationships between rainfall totals and peak flow values measured during the events it was noted that, with increasing total precipitation, peak flow values tend to increase with increases inversely proportional to the extension of the basins.

The relationships between total precipitation and runoff totals calculated during the events of the three basins is believed that the greater the spatial dimension of the basin all the more decreases the total flow, while increasing the total precipitation, there is a direct proportionality between the extension of the basin and increase in the total outflow. The behavior of the basin Ponte is considered instead be dominated by high inputs that affects the subsurface water runoff system to a greater extent than the other two basins. The relationships between duration of precipitation and

runoff totals were recognized two distinct types of precipitation between them, a type of thunderstorms the other type layered, for which the three basins respond with very different total outflows. From relationships between the runoff coefficients calculated for each basin can be seen as increasing the values of the coefficient of runoff for the basin Larici increase even faster than for the basin Ponte. This affinity is not observed if you want to relate the runoff coefficients and Ponte Larici river basin with those of Cordevole at La Vizza.

She subsequently evaluated the influence of the riparian area of each basin causes the generation of outflows. The results show that increasing the percentage of riparian area there is a reduction of runoff coefficients.

During some precipitation events classified into three distinct categories among them: low, medium, high accumulated, were compared the hydrographs dimensionless generated by basins Larici, Ponte and Cordevole at La Vizza. Observation of hydrographs for the three categories there is considerable variability in the detailed response of the three basins.

OBIETTIVI

Lo studio ha lo scopo di valutare la risposta idrometrica di due piccoli sottobacini di 0.033 km² e 0.12 km² confrontandola con quella del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza, di area pari a 7.1 km².

In particolare ci si propone di analizzare i seguenti aspetti:

- variabilità spaziale delle precipitazioni in ambiente alpino, prestando particolare attenzione alle cumulate di pioggia, alle relazioni tra le precipitazioni misurate in ciascuna stazione meteorologica, quindi verificare se ci sono delle relazioni tra la variabilità spaziale delle precipitazioni con la distanza topografica e il dislivello di quota che separa le stazioni stesse;
- relazione afflussi-deflussi a diverse scale spaziali, focalizzando l'attenzione sulla relazione tra quantità di afflusso e valori del picco di portata, deflussi totali, infine la relazione tra durata di precipitazione e deflussi totali.
- confronto della risposta idrometrica a diverse scale spaziali quindi valutare come i tre bacini reagiscono in termini di coefficienti di deflusso, inoltre si vuole analizzare gli idrogrammi di piena per eventi a diverse cumulate.

CAPITOLO 1

Introduzione e stato dell'arte

1.1 Origine e tipologie delle precipitazioni atmosferiche

Con il nome di precipitazione si indicano tutti i prodotti liquidi e solidi (neve, grandine) della condensazione del vapor d'acqua che giungono al suolo precipitando dalle nubi.

L'origine comune a tutte le precipitazioni è infatti la condensazione del vapore contenuto nell'atmosfera in minute goccioline d'acqua (aerosol), tenute in sospensione dalla turbolenza atmosferica.

La condensazione del vapore acqueo avviene intorno a dei nuclei, cristalli di ghiaccio o piccole gocce d'acqua fredda o anche piccoli cristalli igroscopici (cloruro di sodio). Una volta che si è creata la goccia, a causa degli urti indotti dalla turbolenza, questa inizia a precipitare inglobando nel moto altre gocce per coalescenza, per cui una goccia incorpora altre gocce più piccole a seguito di urti ripetuti. Quando le correnti ascensionali non sono più in grado di sostenerla, la goccia precipita al suolo. Le gocce d'acqua che precipitano al suolo durante un evento pluviometrico presentano dimensioni variabili, la dimensione media delle gocce e l'ampiezza della loro distribuzione risulta maggiore per gli eventi più intensi. La formazione di gocce molto grandi richiede la presenza di forti correnti ascendenti che riportano più volte in alto le gocce che stanno cadendo, prolungando così virtualmente il percorso della caduta e permettendo così un maggior ingrandimento per coalescenza. La prima fase di ingrandimento delle goccioline dell'aerosol, la condensazione del vapore, è dovuta al fatto che alcune goccioline hanno una tensione di vapore inferiore a quella dell'aria della nube, così che il vapore presente nell'aria si condensa sulla loro superficie.

Se le gocce di pioggia attraversano zone di temperatura al di sotto dello zero, si ha la produzione di grandine.

La neve, si forma invece quando la condensazione avviene dove la temperatura dell'aria è al di sotto del punto di congelamento.

Se la condensazione del vapor d'acqua ha luogo direttamente su una superficie più fredda dell'aria si formano la rugiada o la brina a seconda che la temperatura a cui avviene la condensazione sia sopra o sotto lo zero.

La precipitazione, una volta iniziata, viene alimentata dall'apporto di vapore acqueo che si innalza condensandosi. È cioè necessario che le nubi si riformino continuamente grazie alla presenza di un movimento ascendente, che trasporta vapore acqueo ad alta quota, dove si condensa in forma di goccioline finissime, ricostituendo la nube. Per questa ragione le precipitazioni aumentano all'aumentare della quota, infatti le masse d'aria sono costrette a sollevarsi in prossimità di un ostacolo orografico tendendo così a condensare.

La dinamica delle precipitazioni è dunque legata al movimento di grandi masse d'aria, le precipitazioni si verificano infatti quando l'aria si innalza e si raffredda adiabaticamente al di sotto del punto di rugiada, così rapidamente che non soltanto si formano nubi, ma si generano anche pioggia, neve e grandine.

Considerando le modalità in cui le grandi masse d'aria possono essere portate a innalzarsi ad altitudini maggiori, si hanno le piogge **convettive**, quelle **orografiche** e quelle **cicloniche o frontali**.

A causa del riscaldamento dell'aria in vicinanza del suolo questa si dilata, si ha la formazione di una **cellula di convezione**, che consiste semplicemente in un'ascesa d'aria più calda perché più leggera dell'aria circostante, e che caratterizza l'origine delle **precipitazioni convettive**. L'aria salendo si espande e si raffredda adiabaticamente. L'umidità relativa aumenta finché ad una certa quota, raggiunta la saturazione, si ha la formazione di nubi. La condensazione libera calore che permette all'aria di innalzarsi ulteriormente. Se la convezione prosegue fino al raggiungimento di zone a bassa temperatura o caratterizzate da intensa turbolenza, si ha formazione di pioggia. L'aria soggetta ad uno spontaneo innalzamento durante la condensazione risulta fortemente **instabile**, la risalita tende a intensificarsi sempre di più, ad altezze molto elevate e dopo che la massa di vapor d'acqua si è condensata e caduta come precipitazione, la fonte di energia viene meno e la colonna convettiva si indebolisce fino al termine della risalita dell'aria. L'aria instabile per convezione spontanea, con la formazione di intensi rovesci e temporali, è tipica delle aree calde e umide, come gli oceani equatoriali e tropicali, e le relative zone costiere, oppure delle regioni alle medie latitudini durante la stagione estiva.

Il temporale è un fenomeno caratterizzato da grandi manifestazioni sonore (i tuoni e il rumore della pioggia violenta, se non addirittura la grandine) e visive (fulmini e le incredibili trasformazioni delle nubi che lo accompagnano). A proposito di queste ultime, l'”attore” principale è il **cumulonembo**, una nube che si sviluppa enormemente in altezza con rapidissimi mutamenti di forme. Esso arriva anche fino al confine fra troposfera e tropopausa, contro il quale si appiattisce assumendo una caratteristica forma “a incudine”. La sua base può essere anche

soltanto di qualche centinaio di metri dal suolo e raggiungere un'estensione di 5 o 6 miglia marine. Una nube così particolare si forma in due casi fondamentali:

- all'interno di una perturbazione, principalmente quando è in arrivo il fronte freddo;
- quando il suolo, fortemente riscaldato, scalda a sua volta l'aria che lo sovrasta (ciò accade soprattutto di giorno sulla terraferma e di notte sul mare, dopo che esso ha assorbito tutto il calore della giornata).

In ambedue le situazioni il fenomeno si innesca se l'aria, oltre a essere calda, è anche umida. In essa iniziano allora rapidi movimenti ascensionali cui fanno seguito un altrettanto veloce raffreddamento, il raggiungimento della saturazione e la conseguente condensazione dell'umidità. Si forma così una nube spumeggiante che viaggia con il vento ed è costituita da goccioline d'acqua negli strati inferiori, e da neve e cristalli di ghiaccio in quelli superiori.

Inizialmente (fase di sviluppo), l'aria è "risucchiata" verso l'alto da tutte le direzioni, mentre nello stadio successivo (di maturazione), si crea nel cumulonembo una circolazione d'aria calda, infatti, tanto più veloce è il suo raffreddamento e la sua ridiscesa verso il suolo, la quale ha luogo nella parte anteriore della nube (Figura 1.1). Questo vento che precipita verso terra trascina con sé pioggia (che sarà dunque violenta) ed eventualmente anche grandine; in questa fase si hanno scariche elettriche sotto forma di fulmini. L'ultimo stadio, chiamato di **dissolvimento**, è quello in cui il cumulonembo scarica verso il suolo l'aria fredda residua, che ha ormai perso potenza e che porta con sé solo pioggia debole.

Il fenomeno ha nel suo insieme una durata media di circa mezz'ora, ma l'aria fredda che discende nella fase finale può provocare il sollevamento di altra aria calda davanti a sé e la conseguente creazione di una cellula temporalesca. In questo caso davanti al primo cumulonembo in dissoluzione si vedrà comparire un piccolo cumulo dall'apparenza inizialmente innocua; in breve tempo esso mostrerà tuttavia tutte le caratteristiche tipiche del temporale.

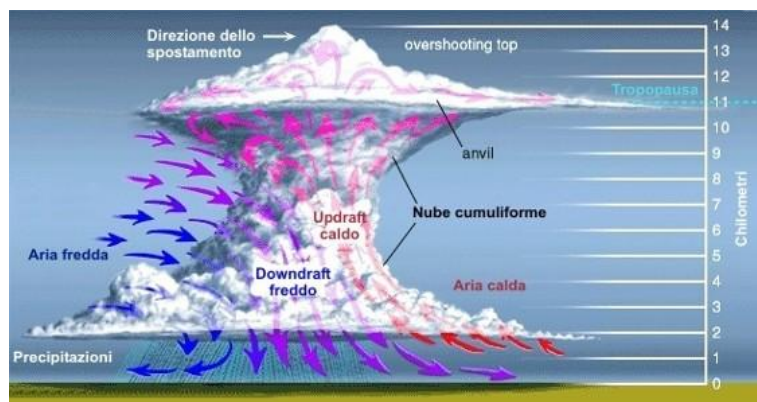


Figura 1.1: Nube cumulonembo in fase di sviluppo (da www.meteo.it)

L'innalzamento d'aria calda è anche all'origine delle **precipitazioni orografiche** (Figura 1.2). La causa dell'innalzamento è dovuta alla presenza di una barriera orografica per superare la quale l'aria calda si innalza. I venti prevalenti o altre masse d'aria possono essere obbligati a spirare al di sopra delle catene montuose. A seguito dell'innalzamento sul versante esposto al vento, la massa d'aria umida si raffredda adiabaticamente e, se il raffreddamento è sufficiente, hanno origine le precipitazioni.

Dopo essere passata sulla sommità del rilievo l'aria comincerà a discendere il versante sottovento, riscaldandosi sempre adiabaticamente e, non avendo una sorgente da cui trarre umidità, diverrà asciutta. Sul versante sottovento può spesso trovarsi una fascia a clima arido.

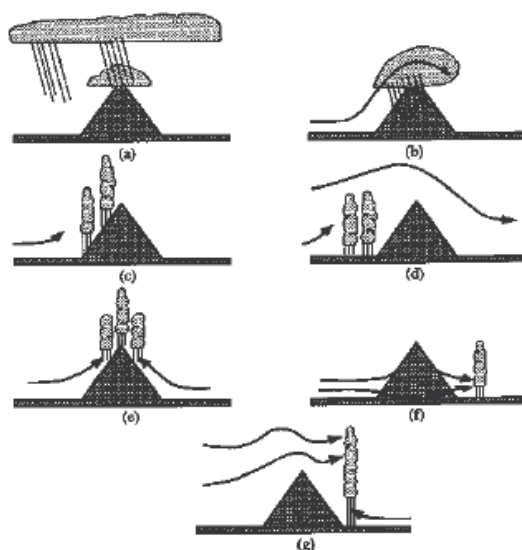


Figura 1.2: Precipitazioni orografiche (da www.meteo.it)

Alle medie e alle alte latitudini molte delle precipitazioni hanno luogo nell'ambito di perturbazioni cicloniche o di centri di bassa pressione con movimento verso est, nei quali l'aria è convergente ed è forzata ad ascendere. Le **precipitazioni cicloniche** (Figura 1.3) si possono distinguere in **frontali** e **non frontali**. Le non frontali possono prodursi in corrispondenza di basse pressioni di qualunque tipo. Il sollevamento dell'aria è causato dalla convergenza dell'aria che fluisce orizzontalmente verso la zona di bassa pressione. Le precipitazioni frontali sono associate invece alla superficie di contatto, il fronte appunto, tra masse d'aria caratterizzate da differenti condizioni di temperatura e di umidità, lungo la quale l'aria calda sale scivolando sopra un cuneo d'aria fredda.

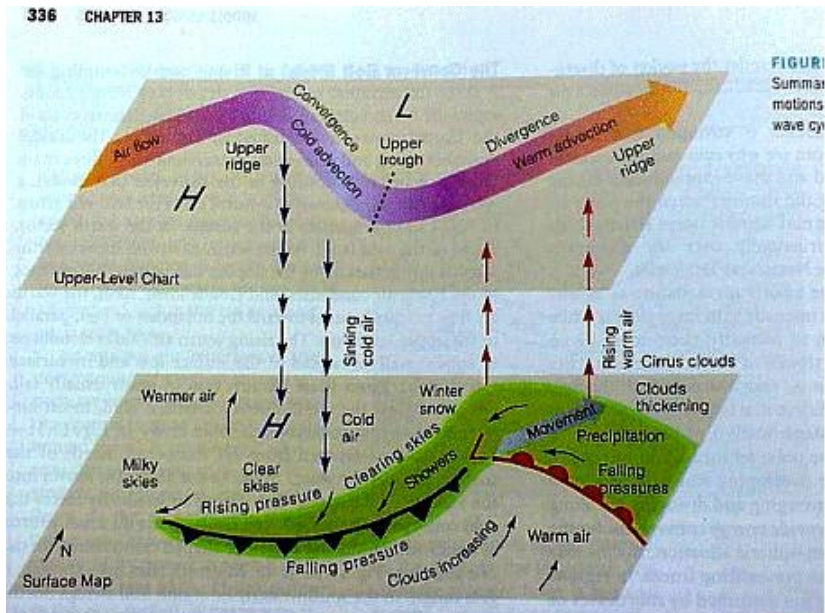


Figura 1.3: Precipitazioni cicloniche (da www.meteo.it)

Esistono **fronti caldi** e **fronti freddi**. Nel primo caso si ha aria calda che muovendosi entro una regione d'aria più fredda scivola, come in una rampa, al di sopra della massa d'aria più fredda che rimane in contatto con il terreno. La superficie di separazione, il fronte, ha di norma una inclinazione pari a 1/100, quindi interessa un'ampia zona. La massa d'aria calda sollevandosi si raffredda, si ha allora la formazione di nubi e l'innescarsi di fenomeni di precipitazione. Nel caso di un fronte freddo, l'aria fredda va ad invadere una zona d'aria calda, la massa d'aria più fredda, essendo più pesante, rimane a contatto del terreno ed obbliga la massa d'aria più calda a salire sopra di essa. Le precipitazioni che si verificano in questo caso sono più intense ma meno estese in quanto la superficie di separazione tra le masse d'aria risulta più inclinata che nel caso di fronte caldo. I fronti freddi normalmente si spostano a velocità maggiore di quella dei fronti caldi. Quando entrambi sono presenti, come nel caso delle perturbazioni cicloniche, il fronte freddo può sorpassare il fronte caldo, risultandone così un **fronte occluso**.

La perturbazione meteorologica dominante delle medie e delle alte latitudini è il **ciclone frontale o esatropicale**, un vortice che ripetutamente si forma, si intensifica e si dissolve lungo la zona frontale tra masse d'aria calda e fredda. Le nostre regioni nel periodo invernale, quando il fronte polare si sposta verso Sud, sono interessate prevalentemente da vortici di bassa pressione associati ad un sistema frontale detto appunto ciclone esatropicale.

Le precipitazioni come è facilmente intuibile sono caratterizzate da una elevata variabilità nello spazio e nel tempo. Esse infatti si possono distribuire, sul territorio e durante il corso dell'anno, in maniera variabile in relazione alla latitudine, alla distanza dal mare, alla quota, alla posizione rispetto alle correnti dominanti. In relazione alla diversa distribuzione temporale delle precipitazioni durante il corso dell'anno si definiscono diversi **regimi pluviometrici**.

1.2 Il ciclo e il bilancio idrologico

Il ciclo idrologico rappresenta l'insieme di tutti i fenomeni legati all'acqua nel suo naturale movimento sulla superficie terrestre, mettendo in comunicazione l'atmosfera, le terre emerse e gli oceani (Figura 1.4). Ad ogni ciclo la molecola d'acqua viene sottoposta ad almeno due cambiamenti di stato: da vapore a liquido o solido e nuovamente a vapore. Tutti i processi di formazione e di trasporto del vapore sono attivati dall'energia solare, mentre la formazione dei deflussi a partire dalle precipitazioni è di natura essenzialmente gravitazionale.

L'acqua sotto forma di precipitazione (pioggia, neve o grandine) cade al suolo e si suddivide in diverse componenti. Già prima di arrivare al terreno l'acqua può essere parzialmente intercettata dagli apparati fogliari degli alberi e degli arbusti. Una piccola porzione d'acqua viene trattenuta dalle foglie, e poi evapora; la rimanente arriva al terreno o per gocciolamento dalle foglie stesse, o per scorrimento lungo il tronco. Una parte dell'acqua che, o direttamente o attraverso le piante, perviene al terreno scorre superficialmente e genera quello che viene definito **deflusso superficiale** e arriverà in breve tempo ad un collettore. Esistono due principali meccanismi di formazione del deflusso superficiale.

Questi due meccanismi sono:

1. *Meccanismo hortoniano*: si verifica quando l'intensità della precipitazione è superiore alla velocità di infiltrazione e il deflusso superficiale è pari alla differenza tra il volume di pioggia e il volume assorbito nell'unità di tempo. Tale meccanismo è tipico dei climi aridi o semiaridi. È comunque raro che il deflusso superficiale si formi per via hortoniana in bacini con clima umido e caratterizzato da suoli profondi e notevolmente permeabili.
2. *Meccanismo dunniano*: è causato dalla saturazione degli strati superficiali per l'intercettazione del piano di campagna da parte della superficie freatica dovuto all'innalzamento della falda per il contributo combinato di deflusso sottosuperficiale e precipitazione. Il deflusso al reticolo idrografico è formato da due componenti: il deflusso superficiale e il deflusso sottosuperficiale. L'area di saturazione si espande e si contrae in relazione all'intensità del deflusso sottosuperficiale. È un meccanismo tipico di aree a clima umido e coperte di vegetazione.

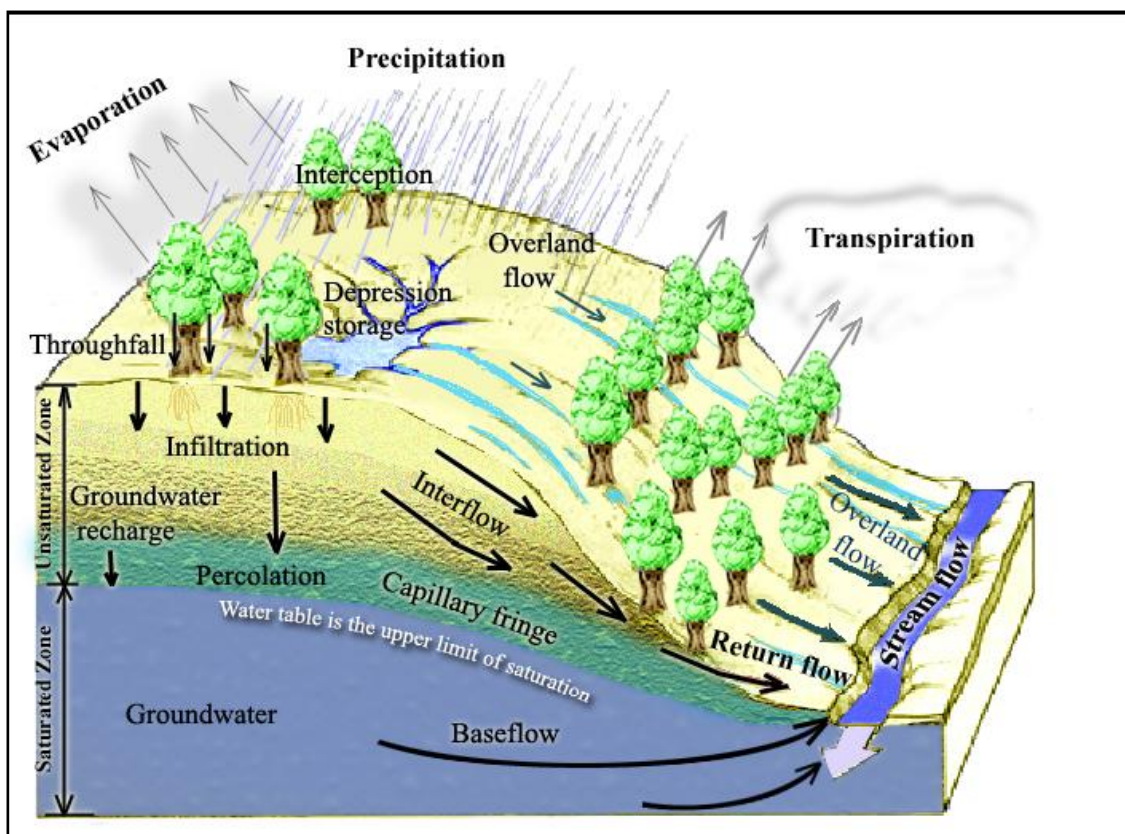


Figura 1.4: Ciclo idrologico (da D.G.Tarboton <http://www.engineering.usu.edu/>)

L'acqua che non va a costituire il deflusso superficiale s'infiltra nel terreno, e di questa una parte potrà essere trattenuta dallo stesso e occupare i mesopori a disposizione delle piante per la loro alimentazione; una parte andrà in profondità, generando falde profonde ed eventualmente sorgenti; una parte potrà scorrere nell'immediato sottosuolo dando luogo a falde superficiali o semplicemente ad un **deflusso ipodermico** (Benini, 1990) temporaneo che, con un moto molto lento, giungerà lentamente alla sezione di chiusura.

Una frazione della precipitazione tornerà nell'atmosfera per evaporazione dal terreno (anche per effetto del fenomeno dell'ascensione capillare) e dagli specchi liquidi.

Infine, le piante, che con le radici assorbono dal terreno notevoli quantità d'acqua, la restituiscono all'atmosfera sotto forma di vapore (traspirazione) attraverso gli apparati fogliari.

In quantità molto modesta sono da considerare i fenomeni di condensazione dell'umidità atmosferica, particolarmente intensa nelle superfici più fredde, quali i ghiacciai e i nevai.

Il ciclo idrologico è concettualmente semplice, ma è molto complesso valutare le diverse componenti in cui l'acqua di precipitazione si suddivide. Tale suddivisione dipende sia dalle caratteristiche della precipitazione stessa (entità, intensità durata), sia dalle caratteristiche del

terreno (pendenza superficiale, umidità al momento dell'evento, infiltrabilità), sia del sottosuolo (permeabilità e alternanza di strati a diversa permeabilità e inclinazione) e in parte anche dal clima. Inoltre bisogna considerare che le caratteristiche del terreno dipendono anche dalla vegetazione presente. La Figura 1.4 mostra una rappresentazione grafica del ciclo idrologico.

Il ciclo idrologico può essere descritto quantitativamente applicando il principio di conservazione della massa, tramite il quale è possibile impostare il bilancio idrologico, analizzando i flussi in ingresso, quelli in uscita, le trasformazioni e i vari livelli di immagazzinamento. L'equazione generale del bilancio idrologico (equazione di bilancio di massa) è la seguente:

$$\frac{ds}{dt} = INP - OUT \quad (1.1)$$

dove **INP** rappresenta i flussi entranti (rappresentati dalle precipitazioni), **OUT** quelli uscenti (rappresentati dai deflussi e flussi evapotraspirativi) ed **S** l'immagazzinamento, sia superficiale (nei corpi idrici superficiali, nel manto nevoso, e nei ghiacciai) che sotterraneo (frazione d'acqua nello regione insatura del suolo e nelle falde acquifere).

Il bilancio può essere formulato con riferimento ad un qualsiasi "volume di controllo", ovvero un elemento tridimensionale attraverso il quale avvengono i flussi in ingresso ed uscita. In relazione agli obiettivi dell'indagine il volume di controllo può essere costituito da una parcella di terreno o da un versante, ma l'unità territoriale più conveniente per l'indagine idrologica è quella del bacino idrografico (Figura 1.5).

Quando l'equazione (1.1) venga applicata ad un bacino idrografico si ottiene:

$$P - Q - G - ET = \Delta S \quad (1.2)$$

dove con **P** si indica il volume di afflusso meteorico, con **Q** il volume di deflusso superficiale, con **G** il volume di deflusso sottosuperficiale, con **ET** il volume perso per evapotraspirazione, e con **ΔS** la variazione di invaso relativo al volume di controllo di interesse.

I termini Q e G si riferiscono solo ai trasporti (rispettivamente superficiali e sotterranei) dal bacino verso l'esterno, e localizzati presso la sezione di chiusura del bacino stesso.

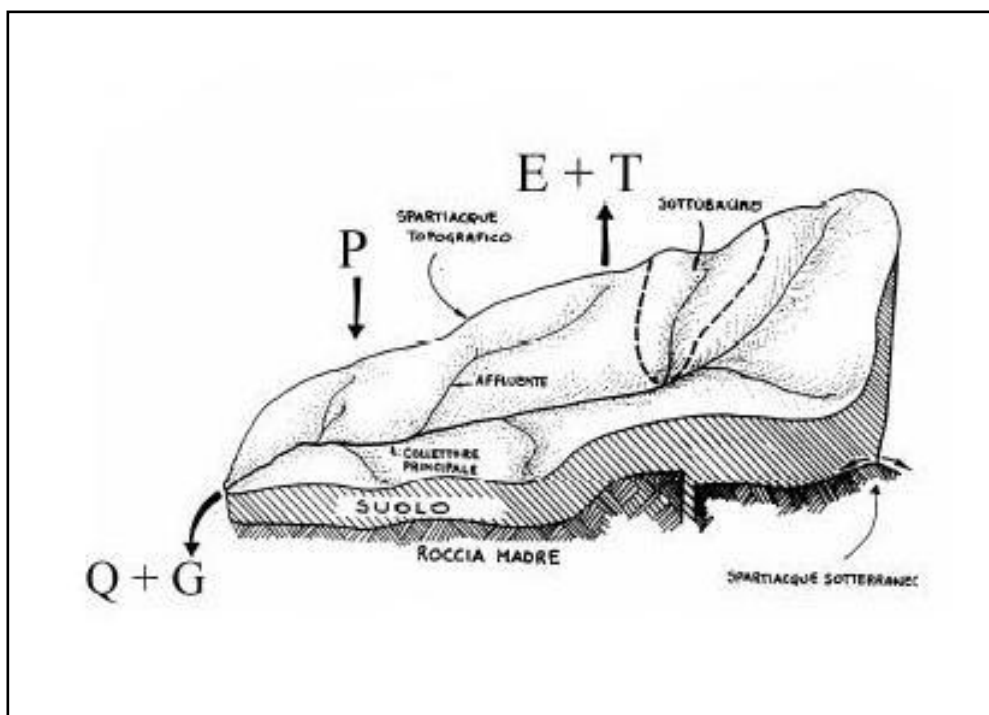


Figura 1.5: Rappresentazione dei flussi dal e al bacino idrografico

Per bacini a forte componente nivale, l'equazione di bilancio viene convenzionalmente applicata al periodo compreso tra il 1 ottobre e il 30 settembre dell'anno successivo, al fine di limitare le incertezze relative alle stime dei termini di variazione di accumulo nivale e risulta essere:

$$P - Q - ET = \frac{\Delta V + \Delta F + \Delta N + \Delta G}{\Delta t} \quad (1.3)$$

dove con P si indica il volume di afflusso meteorico, con Q il volume di deflusso, con ET il volume perso per evapotraspirazione, con ΔV la variazione di invaso superficiale, con ΔF la variazione di invaso sotterraneo, con ΔN la variazione di invaso del manto nevoso e con ΔG la variazione di invaso nei ghiacciai. Con Δt viene indicato l'intervallo temporale a cui si riferisce la valutazione (D'Agostino e Carraro, 2005).

Nelle applicazioni idrologiche a scala di bacino ci si imbatte spesso in problemi di bilancio idrico, con riferimento sia ad un lasso temporale molto lungo (bilancio medio) sia a periodi brevi (ad es. modellazione continua del bilancio idrico a scala mensile o giornaliera) o ancora, come nel caso delle piene, a periodi inferiori al giorno.

1.3 Inquadramento generale dell'area oggetto di studio

1.3.1 Bacino sperimentale del Cordevole chiuso in località La Vizza (1810 m s.l.m.)

Il bacino del Cordevole chiuso a La Vizza si trova nell'area dolomitica, presso Arabba in comune di Livinallongo del Col di Lana (BL). Le principali caratteristiche morfometriche sono riepilogate in Tabella 1.

Area	7.9 km ²			
Quota media	2274 m s.l.m.			
Quota minima	1815 m s.l.m.			
Quota massima	3150 m s.l.m.			
Pendenza media	27.4°			
Uso del suolo	prati, pascoli 52%	arbusteto 11%	rocce affioranti 36%	foresta d'altofusto 1%

Tabella 1: Caratteristiche morfometriche del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza

Il Cordevole ha all'interno del bacino andamento da ovest a est (Figura 1.6). E' collocato in modo tale da dividere il bacino in due parti sostanzialmente di uguale estensione planimetrica, anche se sbilanciate dal punto di vista altimetrico (Boscolo, 2004). La sezione di chiusura è collocata in corrispondenza della stazione idrometrica posta in località La Vizza, a quota 1810 metri sul livello del mare, che permette di conoscere l'entità dei deflussi dal bacino

A nord il bacino culmina nella cima del Piz Boè con una quota di 3152 metri per digradare, verso ovest, fino al Passo Pordoi (2239 metri s.l.m.). A sud il limite del bacino è dato dalla catena culminante nel Sass Ciapèl, alto 2557 metri. Le pendenze sono generalmente piuttosto accentuate: caratteristica è però la presenza, nella zona nord del bacino, di alcuni ripiani pianeggianti di estensione non trascurabile (Figura 1.7).

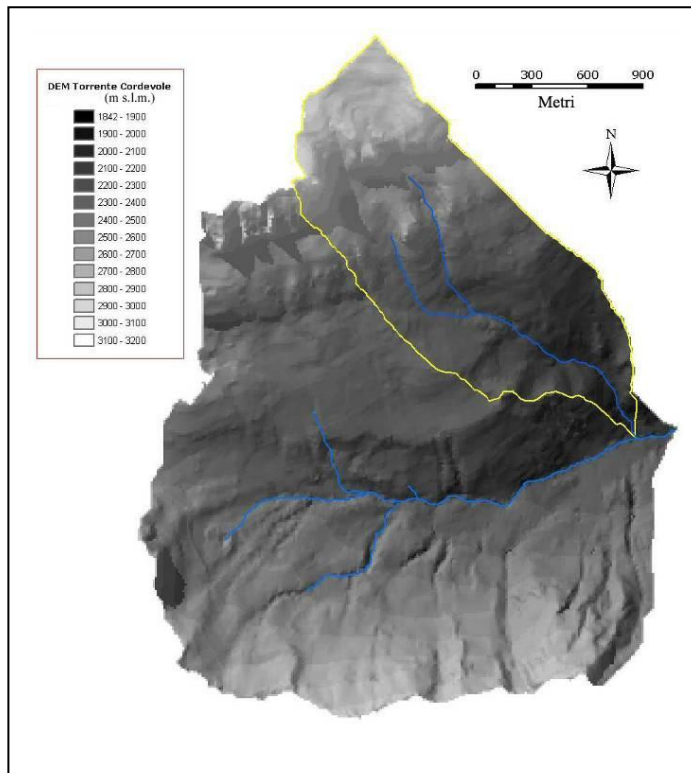


Figura 1.6: Altimetria e reticolo idrografico principale del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza e in giallo del sottobacino del Rio Vauz (da Penna, 2005, modificato)

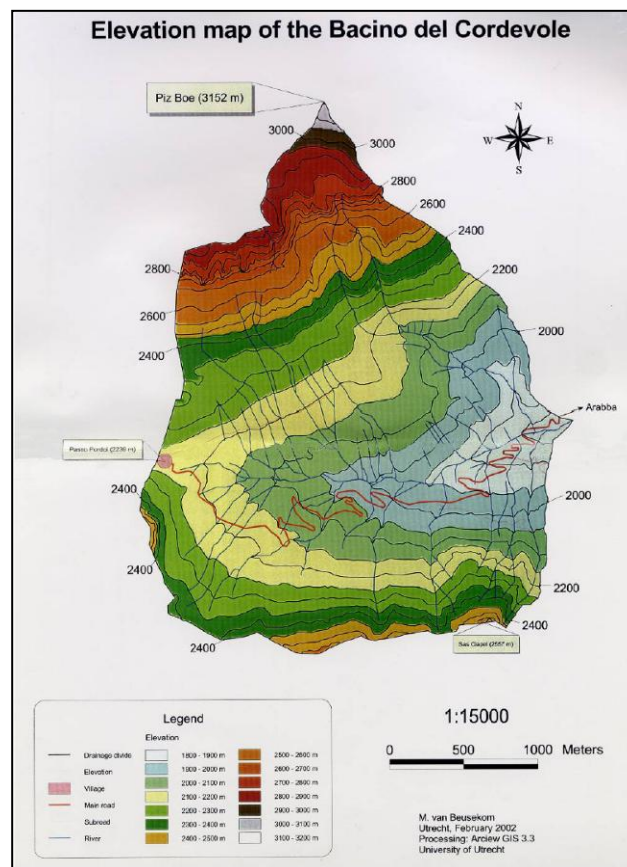


Figura 1.7: Carta delle quote del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza (da Van Beusekom, 2004)

Da un punto di vista geomorfologico, il bacino del Cordevole presenta evidenti tratti caratteristici della morfologia glaciale: nella parte settentrionale, dov'è per altro ubicato il sottobacino del Rio Vauz, depositi morenici danno vita ad altipiani dalle dolci pendenze mentre a sud risaltano gli effetti dell'erosione glaciale: numerose piccole, strette e profonde valli. Nella parte apicale a nord del bacino v'è abbondanza di dolomia, la quale è particolarmente resistente all'erosione, essa è infatti una roccia molto permeabile così da permettere all'acqua di infiltrarsi con facilità generando importanti acquiferi.

I depositi alluvionali sono costituiti da detriti di rocce, i cui frammenti più grossolani favoriscono ampie zone di infiltrazione e la formazione di acquiferi. La permeabilità dei depositi morenici dipende sostanzialmente dal consolidamento del substrato e dalla distribuzione della granulometria: a volte, infatti, i depositi morenici hanno una buona capacità di accumulo delle acque sottosuperficiali.

Per quanto riguarda la vegetazione, v'è un'indubbia predominanza di vegetazione erbacea nella gran parte della superficie del bacino, eccetto nei ripidi pendii d'entrambi i lati della vallata. La vegetazione arborea è presente solamente in piccole aree vicine alla sezione di chiusura del bacino ed in gran parte è costituita di larice (*Larix decidua*) ed abete rosso (*Picea abies*).

Alla sezione di chiusura del bacino del Cordevole sito in località La Vizza, lo stramazzone di tipo permanente fa registrare valori di portata da 1 fino a 3 ordini di grandezza superiori rispetto alle portate verificate nei due piccoli sottobacini del Rio Ponte e Rio Larici. Come si può notare dai valori riportati in Tabella 2, le portate medie sono circa 330 l/s, tuttavia in occasione di eventi piovosi ad alta intensità si verificano portate notevolmente maggiori, i cui valori massimi si aggirano sui 2740 l/s.

Portata	Bacino Cordevole a La Vizza	Unità di misura
Media	330	l/s
Massima	2740	l/s
Minima	90	l/s
25 th percentile	180	l/s
75 th percentile	400	l/s

Tabella 2: Valori di portata massima, minima, media, 25th e 75th dato percentile del bacino Cordevole chiuso a La Vizza

1.3.2 Bacino sperimentale del Rio Vauz

Il bacino sotteso dal Rio Vauz è affluente, in sinistra orografica, del torrente Cordevole in località Ponte di Vizza (Pieve di Livinallongo), tra la località di Arabba ed il Passo Pordoi (2239 m), al confine tra le province di Belluno, Trento e Bolzano.

Il bacino del Vauz è quindi un sottobacino di quello sotteso dal Cordevole e, come si vede dalla Figura 1.8, si estende nella parte nord-orientale del bacino del Cordevole chiuso a La Vizza.

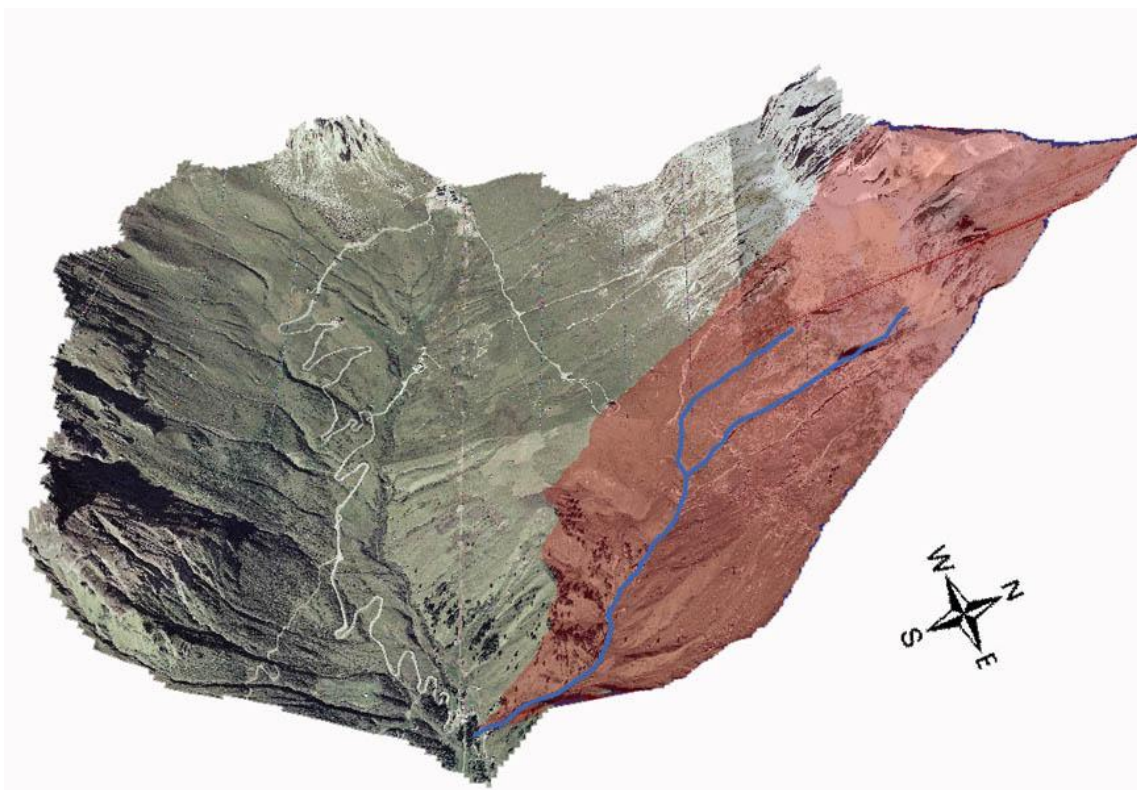


Figura 1.8: Vista tridimensionale del bacino del Cordevole a La Vizza. Evidenziati il sottobacino del Rio Vauz e lo stesso corso d'acqua (da Colombera, 2006)

Nella Tabella 3 vengono riportate le principali caratteristiche morfologiche del bacino sperimentale del Rio Vauz.

Area	1.89 km ²
Quota massima	3152 m s.l.m.
Quota media	2401 m s.l.m.
Quota minima	1835 m s.l.m.
Pendenza media	30.29%

Tabella 3: Principali caratteristiche del sottobacino del Vauz



Figura 1.9: Panoramica del bacino del Rio Vauz visto da sud

Dal punto di vista morfologico il bacino si può suddividere in tre zone (vedi Figura 1.9):

- a) una **parte alta** (3152-2200 m s.l.m) in cui prevalgono pareti rocciose subverticali. Dal punto di vista geologico, tale zona è costituita da Dolomia dello Sciliar poggiate su formazione di San Cassiano. Il substrato è caratterizzato da un'alternanza di strati di matrice calcarea fratturata e depositi di cenere vulcanica;
- b) una **parte media** (2200-2000 m s.l.m) costituita da un altopiano di pendenza meno elevata con sporadici elementi di abete rosso (*Picea abies*) e larice (*Larix decidua*);
- c) una **parte bassa** (2000-1835 m s.m.l) in cui si trovano versanti molto acclivi con qualche elemento arboreo. In questa zona, a causa dell'elevata pendenza (40% circa), l'acqua di ruscellamento incide il versante portando alla formazione di evidenti impluvi.

Al piede dei versanti si trovano aree di ristagno parzialmente colmate da materiale alluvionale. La potenza del suolo è compresa da un minimo di 0.20 m fino a un massimo

di 1.20 m, con andamento crescente procedendo verso il piede del versante. Dove la potenza è maggiore si può notare la presenza negli strati più superficiali di materiale organo-minerale; tale strato si riduce notevolmente dove sono presenti fenomeni di ruscellamento particolarmente intensi. Man mano che la potenza aumenta diminuisce la componente organica a favore di quella minerale.

Dalla consultazione della carta dell'uso dei suoli risulta che il bacino è suddiviso in due porzioni: roccia affiorante nella parte alta e prato-pascolo con sporadici elementi di larice e abete rosso nella parte medio bassa.

In

Figura 1.10 viene riportata la distribuzione altimetrica e il reticolo idrografico del bacino, mentre in *Figura 1.11* viene evidenziata la distribuzione delle pendenze.

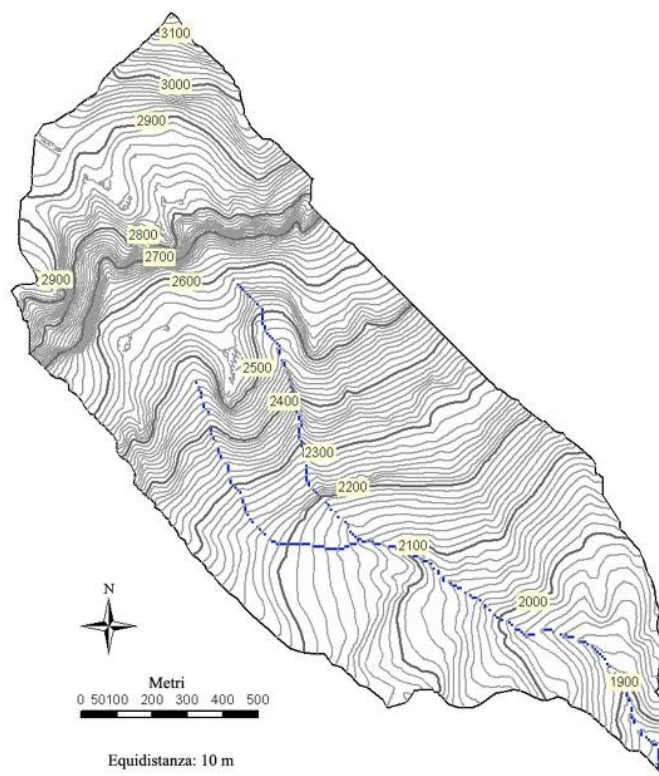


Figura 1.10: Distribuzione altimetrica e reticolo idrografico del bacino del Vauz (da Penna, 2005)

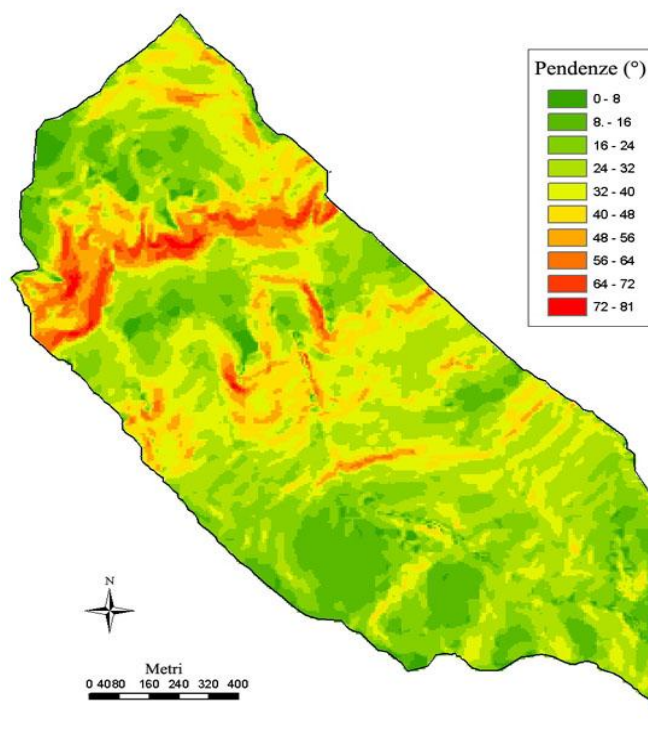


Figura 1.11: Distribuzione delle pendenze sul bacino del Vauz (da Boscolo, 2004)

Il bacino del Vauz è pressoché indisturbato da interferenze antropiche: nessuna strada, né tantomeno alcun centro urbano; la gran parte dell'area vegetata dei pendii del bacino è destinata al pascolo, come del resto ricorre nei bacini alpini al di sopra del limite della vegetazione arborea. La zona presenta un clima di tipo continentale caratterizzato da inverni freddi ed estati fresche e da una piovosità media annua di 1160 mm; di queste precipitazioni il 40% assumono carattere nevoso. La loro distribuzione ha regime solstiziale, ovvero con un picco in tarda primavera inizio estate e l'altro in autunno (Figura 1.12). Le precipitazioni possono assumere carattere nevoso anche nella stagione estiva, a causa della quota relativamente elevata e delle temperature che possono assumere valori prossimi allo zero durante tutto l'anno. Le temperature medie variano tra -5,7°C a Gennaio e 14,1°C a Luglio (Penna, 2005).

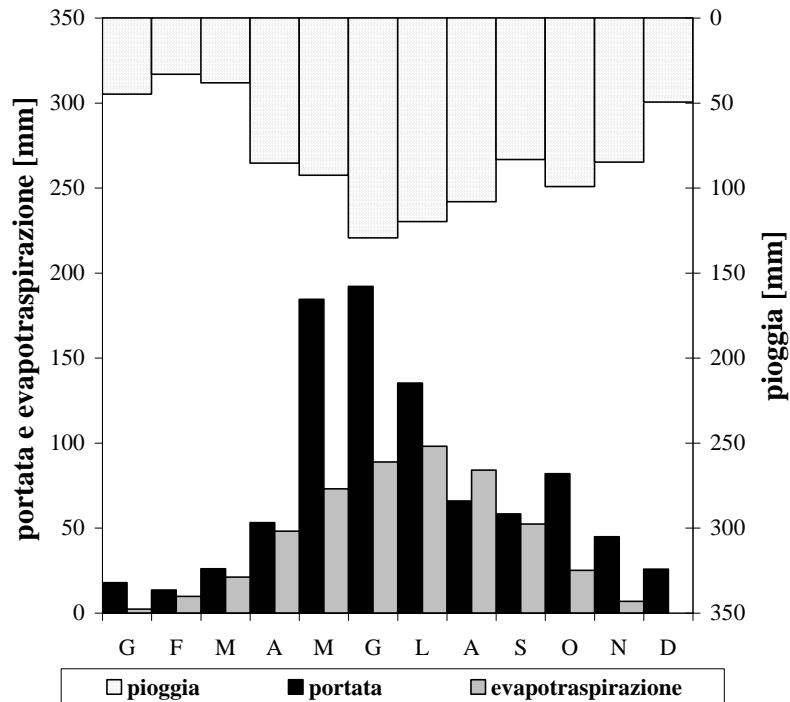


Figura 1.12: Condizioni climatiche nel sottobacino del Vauz

La situazione climatica descritta determina un regime delle portate caratterizzato da un marcato massimo in corrispondenza della tarda primavera/inizio estate, poiché al picco stagionale nelle precipitazioni si viene a sovrapporre l'effetto dello scioglimento nivale. Un secondo picco inferiore si rileva in corrispondenza del mese di Ottobre, in risposta al picco autunnale delle precipitazioni che caratterizza il clima dell'area dolomitica.

Bacino sperimentale del Rio Ponte

Il bacino sotteso dal corso d'acqua denominato "Rio Ponte" è posizionato nella porzione sud-orientale del bacino del Rio Vauz, in sinistra idrografica rispetto a quest'ultimo (Figura 1.13).

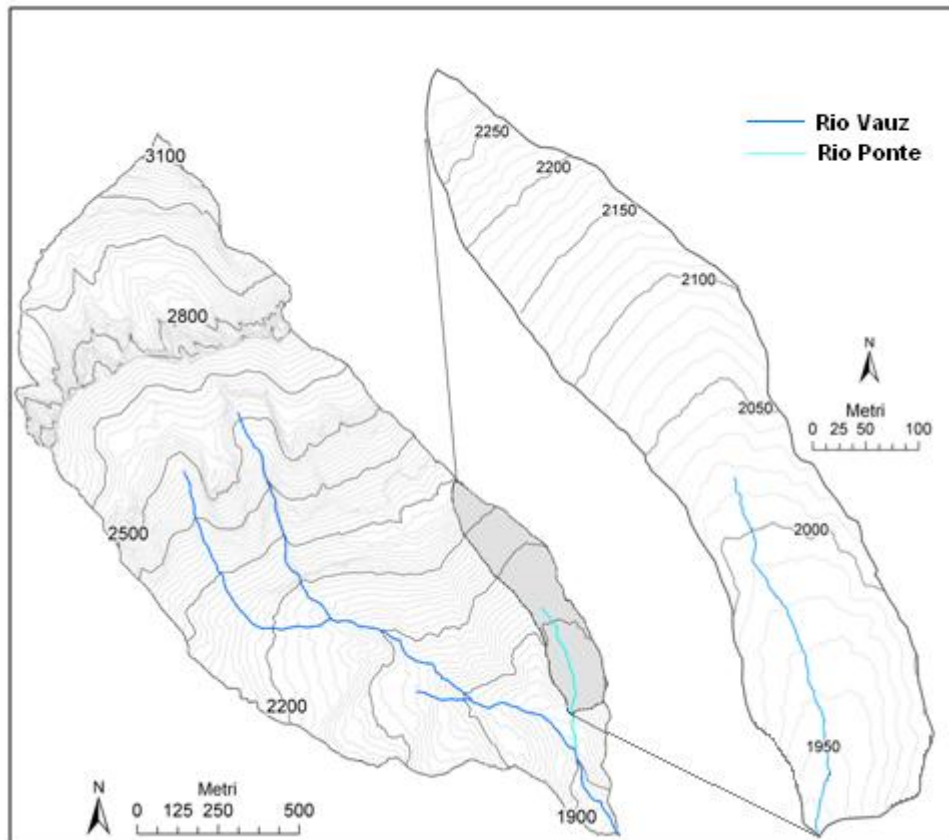


Figura 1.13: Disposizione del sottobacino Rio Ponte all'interno del bacino del Vauz

Le dimensioni del bacino sono piuttosto esigue (0.12 km²) e si presenta molto stretto e allungato in direzione nord - nord ovest .

È caratterizzato da una notevole escursione altimetrica che varia dai 1945 m s.l.m., dove è localizzata la sezione di chiusura, fino ad un massimo di 2300 m s.l.m. nella zona superiore di cresta.

La parte alta del bacino presenta le pendenze più elevate (circa 48°-50°) mentre, scendendo di quota, l'inclinazione del versante tende a digradare in una porzione bassa subpianeggiante sovente caratterizzata da ristagno d'acqua nei mesi estivi e neve in scioglimento nel periodo tardo primaverile.

Uno studio condotto da Penna et al. (2010) ha permesso di distinguere la zona di versante da quella ripariale. La procedura adottata prevede la combinazione di indagini sul campo e analisi di DEM.

Nel campo, lungo tutta la lunghezza torrente, sono state mappate le zone relativamente piatte e caratterizzate da terreni molto umidi che sono prossimi alla saturazione; invece, sulla base dei dati di elevazione digitale di una griglia ad alta risoluzione, è stato scelto un valore soglia di pendenza superiore alla pendenza media longitudinale del canale di flusso e pendenza inferiore al crinale. È stato identificato un valore di 15 ° a distinguere tra le celle della griglia appartenenti alla zona ripariale (valore della cella al di sotto della soglia di pendenza) e celle appartenenti alla zona di versante (valore della cella di sopra della soglia pendenza). Dai risultati ottenuti si stima che la zona ripariale si estende per circa il 10% (~ 1,2 ha) del bacino idrografico totale.

Dal punto di vista geomorfologico, il bacino non presenta differenze rispetto a quello sotteso dal Rio Vauz, con suoli principalmente argillosi compatti al di sotto di uno strato di materia organica che può raggiungere diversi centimetri soprattutto nella porzione centrale del sito.

Il sottobacino del Rio Ponte è dominato dalle praterie alpine con sporadici elementi di abete rosso (*Picea abies*) e larice (*Larix decidua*) (Figura 1.14), ed è stata osservata la presenza di mammiferi roditori (soprattutto marmotte) la cui rete di gallerie sotterranee può influire sul movimento ipodermico dell'acqua.



Figura 1.14: Panoramica del bacino sotteso dal Rio Ponte

Il Rio Ponte è un canale colluviale ricco di sorgenti e raccoglie acque provenienti da pendici aspre, prevalentemente rocciose ed a bassa permeabilità. In esso è stato installato uno stramazzo in parete sottile di tipo non permanente per il monitoraggio del livello idrometrico e delle portate. Nel bacino del Rio Ponte, caratterizzato da quote molto elevate, si osserva la presenza di deflusso da scioglimento nivale per la maggior parte del periodo dell'anno. Tuttavia, all'inizio del periodo di campagna, dopo i giorni di metà giugno caratterizzati da scarsità di precipitazioni, è stato osservato un ridotto deflusso che invece si è ricaricato a seguito degli eventi piovosi registrati successivamente. Come si può notare dai valori riportati in Tabella 4, le portate sono esigue, dettate da un valore medio di circa 10 l/s che si dimostra molto simile al 75th dato percentile. Difatti il valore massimo viene raggiunto raramente e solo in occasione di eventi piovosi ad alta intensità.

Portata	Bacino Ponte	Unità di misura
Media	10.5	l/s
Massima	67.3	l/s
Minima	4.0	l/s
25 th percentile	8.1	l/s
75 th percentile	11.5	l/s

Tabella 4: Valori di portata massima, minima, media, 25th e 75th dato percentile del bacino Ponte

Bacino sperimentale del Rio Larici

Il micro-bacino sotteso dal corso d'acqua effimero denominato arbitrariamente "Rio Larici" è posizionato nella porzione sud-occidentale del bacino del Rio Vauz, in destra idrografico rispetto a quest'ultimo (Figura 1.15).

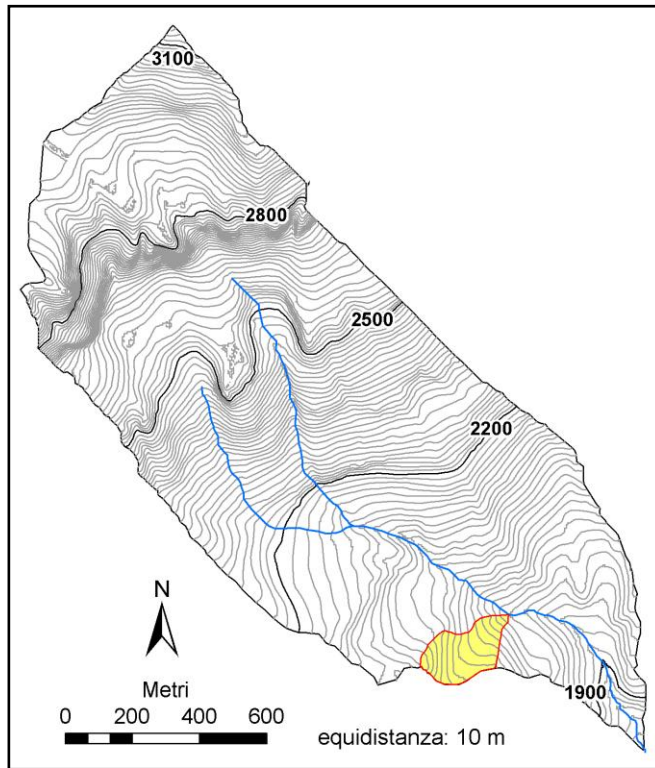


Figura 1.15: Disposizione del micro-bacino all'interno del bacino del Vauz

Le dimensioni sono piuttosto esigue (0.033 km²) e il *range* altimetrico varia dai 1970 m s.l.m. della confluenza col torrente principale fino ad un massimo di 2110 nella zona superiore di cresta (Figura 1.16). Le zone nella parte alta e bassa del microbacino presentano le pendenze più elevate (fino a 48° sullo spartiacque) mentre l'area centrale è caratterizzata da inclinazioni del versante che tendono a digradare in una porzione centrale subpianeggiante sovente caratterizzata da ristagno d'acqua nei mesi estivi e neve in scioglimento nel periodo tardo primaverile.

Dal punto di vista geomorfologico, il microbacino non presenta differenze rispetto a quello sotteso dal Rio Vauz, con suoli principalmente argillosi compatti al di sotto di uno strato di materia organica che può raggiungere diversi centimetri soprattutto nella porzione centrale del sito.

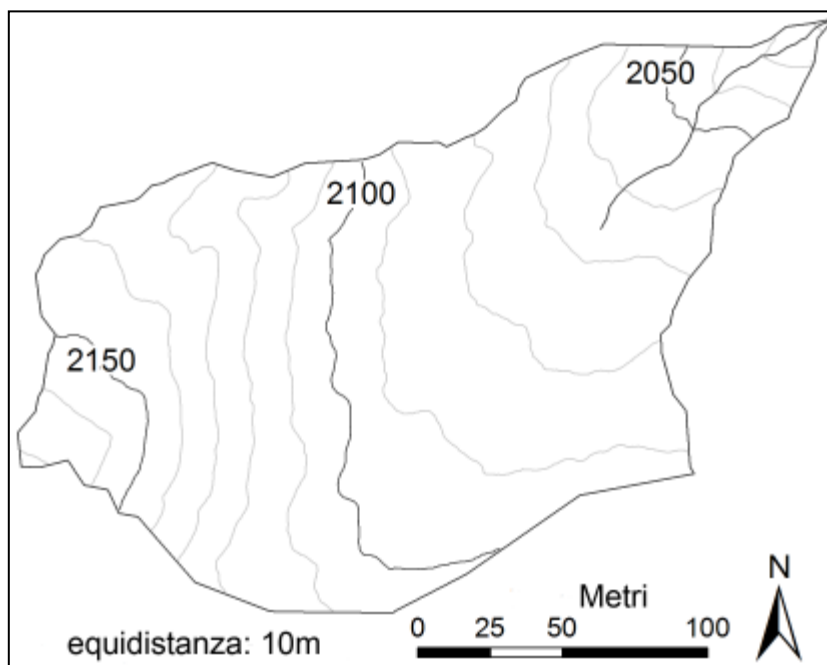


Figura 1.16: Distribuzione altimetrica del bacino del Rio Larici

Il sottobacino del Rio Larici è densamente vegetato: dominano le praterie alpine ma notevole è la presenza di un bosco misto disetaneo di larici (*Larix decidua*) e abeti rossi (*Picea abies*) che sono caratteristici proprio del sottobacino stesso che si differenzia dal panorama totale dell'intero bacino del Rio Vauz (Figura 1.17).



Figura 1.17: Panoramica del bacino sotteso dal Rio Larici

A differenza invece di altre zone nella porzione inferiore del bacino del Rio Vauz, è stata osservata una minore presenza di mammiferi roditori (soprattutto marmotte).

Il corso d'acqua su cui è stato installato lo stramazzo in parete sottile per il monitoraggio del livello idrometrico e delle portate non è di tipo permanente: all'inizio del periodo di campagna, dopo i giorni di metà giugno caratterizzati da scarsità di precipitazioni, è stata osservata una quasi totale mancanza di flusso nell'impluvio che invece si è ricaricato a seguito degli eventi piovosi registrati successivamente.

Infatti, come si può notare dai valori riportati in Tabella 5, il Rio Larici è un corso d'acqua effimero e caratterizzato da portate decisamente esigue, descritto dal valore medio e dal 75th dato percentile compreso tra 1 e 2 l/s .

Portata	Bacino Larici	Unità di misura
Media	1.3	l/s
Massima	15.9	l/s
Minima	0.0	l/s
25 th percentile	0.5	l/s
75 th percentile	1.7	l/s

Tabella 5: Valori di portata massima, minima, media, 25th e 75th dato percentile del bacino Larici

1.4 Stato dell'arte

La letteratura scientifica ha spesso sottolineato la straordinaria variabilità naturale dei bacini imbriferi e delle modalità di risposta a differenti sollecitazioni climatiche. Ci si riferisce in particolare alle manifestazioni dei fenomeni idrologici, come ad esempio le portate alle sezioni di chiusura, necessarie per la valutazione dei processi idrologici nello spazio, con riferimento a diverse scale di riferimento. Classicamente, in letteratura i problemi di moto dell'acqua nel suolo sono individuati a quattro differenti scale (Harter e Hopmans, 2004): (i) la scala dei pori dove il moto dell'acqua è descritto dalle equazioni tipo Navier-Stokes; (ii) la scala darciana o locale o di laboratorio dove il moto è descritto dalle equazioni di Darcy e Richards; (iii) la scala di campo tipica degli esperimenti di moto nel non saturo dove il moto è sempre descritto dall'equazione differenziale di Richards; (iv) la scala di bacino dove generalmente i processi nel suolo sono rappresentati da semplici modelli a parametri aggregati che fanno parte di un più complesso modello idrologico e tengono conto di morfologia, vegetazione, clima, deflusso superficiale, sistemi idraulici, etc.

Con i primi studi di classificazione dei bacini è stata superata l'impostazione classica dello studio del moto dell'acqua vincolata ad una determinata scala, si è cercato quindi di valutare come l'eterogeneità spaziale influisca sui processi idrologici.

Se con i primi studi di classificazione dei bacini si seguirono criteri di contiguità geografica, in breve tempo si avvertì l'esigenza di basare il processo di classificazione sulla variabilità delle caratteristiche fisico-climatiche dei bacini (Acreman e Sinclair, 1986), utilizzando metodologie oggettive come le tecniche di *cluster analysis*.

Un esempio di metodi tra i più avanzati e rigorosi di regressione per la ricerca di descrittori della variabilità spaziale delle piene fluviali, come contributo alla classificazione dei bacini, sono quelli indicati da McDonnell e Woods (2004).

Ai metodi di analisi multi regressiva si sono affiancati i modelli probabilistici teoricamente derivati (es.: Fiorentino e Iacobellis, 2001) che, sulla base di una rappresentazione di tipo "concentrato" della risposta idrologica dei bacini idrografici, consentono di individuare i fenomeni fisici più importanti, di classificare i bacini per caratteri di omogeneità ed eterogeneità e quindi di individuare i caratteri della similitudine idrologica.

Anche analisi molto semplici, come le statistiche di correlazione lineare, possono fornire importanti indizi, per esempio, quelle rivolte allo studio dei coefficienti di deflusso in funzione

alla variabilità spaziale dei bacini. Tra queste analisi, le più sofisticate, sono sul punto di diventare utili strumenti di previsione dei fenomeni. Infatti l'analisi dei coefficienti di deflusso forniscono informazioni essenziali sulla risposta di bacino, soprattutto se una serie di bacini e una serie di eventi sono confrontati da un unico indicatore. Ma tutti questi sviluppi devono fermamente basarsi su dati di campo ed esperienze sul campo.

Nella letteratura scientifica si può trovare traccia di questo tipo di studi già a partire dal decennio scorso quando Gottschalk e Weingartner (1998) valutarono come la risposta in termini di deflusso in 17 piccoli bacini presi in esame fosse molto diversa in relazione sia alla distribuzione del coefficiente di deflusso che alle caratteristiche dell'idrogramma, e ciò si riflesse anche nel comportamento della distribuzione del picco di flusso. Identificarono quattro classi principali di risposta che possono essere legati alla morfologia dei bacini. Si dimostra interessante come Gottschalk e Weingartner (1998) abbiano interpretato i coefficienti di deflusso in funzione alle caratteristiche topografiche quali l'altitudine e la pendenza e per da un certo grado di densità della rete di flusso e della geologia.

Merz et al. (2006) analizzarono i coefficienti di deflusso dalle stime di scioglimento della neve raccolti, nel corso del periodo 1981-2000, per circa 50.000 eventi in 337 bacini austriaci che variano da 80 a 10.000 km². I loro risultati indicarono come la distribuzione spaziale dei coefficienti di deflusso fosse altamente correlata con la media annuale delle precipitazioni e poco correlata con il tipo di suolo e l'uso dei terreni. Nelle regioni climatiche dell'Austria e alla scala dei bacini esaminati, Merz et al. (2006) hanno ritenuto che i principali *input* sui coefficienti di deflusso sono il clima e il regime di deflusso, attraverso il bilancio idrico stagionale del bacino idrografico e quindi l'umidità del suolo antecedente in aggiunta alle caratteristiche dell'evento. Invece le caratteristiche di bacino come tipologia e uso del suolo influenzarono i coefficienti di deflusso in misura minore.

Un quadro più preciso e completo si raggiunse con lo studio condotto Norbiato et al. (2009) i quali esaminarono, per una serie di 14 bacini di montagna situati nella parte orientale Alpi italiane che variano da 7,3-608,4 km², l'effetto del clima, geologia, uso del suolo, i tipi di alluvioni e le condizioni iniziali di umidità del suolo sulla distribuzione dei coefficienti di deflusso. I coefficienti di deflusso furono calcolati dalla precipitazione oraria, dai dati di deflusso e dalle stime di scioglimento della neve. Essi analizzarono un totale di 535 eventi nel corso del periodo 1989-2004. Ogni bacino fu classificato utilizzando un "indice di permeabilità" che fu dedotta da una mappa geologica .

Fu applicato un modello continuo di umidità del suolo in grado di classificare ciascun bacino in 'bagnato' o 'secco' a seconda delle condizioni iniziali di umidità del suolo. I risultati ottenuti si basarono sulle seguenti cinque osservazioni:

1. La grande variabilità spaziale nella media dei coefficiente di deflusso, che va 0,04-0,48, è relativamente ben spiegata dalla precipitazione annuale. I coefficienti di deflusso tendono ad aumentare con la media delle precipitazioni annuali. Il significato di questo rapporto dimostra come la media annua delle precipitazioni influenza la distribuzione dei coefficienti di deflusso non solo attraverso le caratteristiche temporali degli eventi che generano il rovescio, ma anche attraverso il controllo della variabilità delle condizioni iniziali e, su scale di tempo più lungo, probabilmente attraverso il controllo della struttura geomorfologica dei bacini, attraverso la formazione del suolo e processi di erosione. Il coefficiente di variazione e asimmetria dei coefficienti di deflusso tende a diminuire con l'aumento medio delle precipitazioni annuali.

2. Le caratteristiche geologiche (indicizzati da "l'indice di permeabilità") influenza la distribuzione dei coefficienti di deflusso, almeno quando la media annua di precipitazioni è inferiore a 1200 mm, attraverso il loro effetto diretto sui percorsi idrologici e le proprietà di deposito. Bacini di drenaggio caratterizzati da un indice di elevata permeabilità hanno coefficienti di deflusso medio più bassi dei bacini con indice di permeabilità bassa e simile precipitazione media annuale. I bacini meno permeabili hanno coefficienti di deflusso più grandi. Tuttavia, i dati e la classificazione geologica considerati non possono essere utilizzati per isolare l'effetto singolo della geologia e del clima, in quanto bacini con indice di bassa permeabilità hanno anche elevata media annua di precipitazioni.

3. Uso del suolo, in quanto indicizzato dal numero curva SCS, influenza la distribuzione del coefficiente di deflusso in misura minore. Questo risultato può essere correlato con ambiguità nell'indicizzazione della curva numero SCS-based, in particolare per affioramenti rocciosi e per la presenza di foreste. Gli effetti minori di uso del suolo e tipi di terreno sui coefficienti di deflusso possono anche essere collegati in scala. I bacini analizzati nel loro studio sono di medie dimensioni che vanno 7,3-608,4 km². Una volta che si trasferisce a scale più piccole i suoli e l'uso del territorio hanno chiaramente effetto più importante.

4. L'analisi dei coefficienti di deflusso per tipo di alluvione indica che tali coefficienti aumentano con lo scioglimento della neve, e sono relativamente bassi per le inondazioni dovute alla pioggia. L'effetto della neve sui processi sembrano essere soprattutto l'aumento di umidità del suolo antecedente.

5. I risultati mostrano che esiste una regione intermedia (più sensibile) con capacità di stoccaggio di acqua nel sottosuolo, in quanto indicizzato da un indice di flusso di durata curva-based, che massimizza l'impatto delle condizioni iniziali di umidità del suolo sul coefficiente di deflusso. Ciò significa che la differenza tra coefficienti di deflusso caratterizzata da condizioni iniziali bagnato e asciutto è trascurabile, sia per i bacini con grande capacità di stoccaggio di acqua nel sottosuolo (principalmente a causa delle falde acquifere carsificate) e per i bacini con capacità di immagazzinamento di piccole dimensioni. Per i bacini con capacità di stoccaggio intermedio, la differenza (e quindi l'impatto delle condizioni iniziali di umidità del suolo) è relativamente grande.

Nel complesso, questo lavoro ha potuto fornire la base per lo sviluppo di un modello che è in grado di prevedere i coefficienti di deflusso per i bacini delle Alpi orientali italiane e condizioni simili di clima e geologia. Esso mostra che un quadro geologico, comprese le informazioni dettagliate sul grado di permeabilità secondaria e organizzazione spaziale delle unità litologiche, fornisce una base utile per interpretare la distribuzione dei coefficienti di deflusso nell'area di studio. Anche se i paesaggi di montagna di questa regione hanno molti attributi distintivi che ben si prestano a questo tipo di analisi, essi ritennero che il grado in cui la geologia e il regime di alluvione in questa regione non sia unica.

Lo studio di Norbiato et al. (2009) fornisce quindi un esempio illustrativo che suggerisce come i progressi verso la risoluzione del problema di predire la risposta alle inondazioni nei bacini possa essere fatta in modo esplicito e strutturare con l'analisi del flusso utilizzando le informazioni climatiche e tipi di paesaggio geo-idrologico. Tuttavia, le informazioni sulle caratteristiche idrologiche delle formazioni geologiche sono solo raramente disponibili su scala regionale.

Anche secondo la recente pubblicazione di Merz e Blöschl (2009), che presenta un'analisi condotta in circa 64000 eventi per 459 bacini idrografici austriaci che variano da 5 a 10000 km², si dimostra come i coefficienti di deflusso dell'evento variano nello spazio, a seconda dei controlli a lungo termine come il clima e la formazione del bacino di utenza. Infatti, si constatò che i coefficienti di deflusso dell'evento possono anche variare nel tempo, a seconda delle caratteristiche antecedenti agli eventi come l'umidità del suolo, della profondità delle precipitazioni. La variabilità spaziale fu analizzata attraverso un'analisi di correlazione dei momenti statistici dei coefficienti di deflusso e gli attributi di utenza. I coefficienti di deflusso medi si dimostrano fortemente correlati agli indicatori come il clima che rappresenta la media annua di precipitazioni. L'uso del suolo, tipi di suolo, e la geologia non sembrarono esercitare un controllo importante sui coefficienti di deflusso dei bacini oggetto di studio. Inoltre l'analisi

indicò che il controllo antecedente alle condizioni di umidità del suolo, e i coefficienti di deflusso erano a un grado più alto di quanto non si abbia dopo l'evento di precipitazione.

Essi verificarono come l'umidità del terreno fosse influenzata in maniera rilevante dalla variabilità temporale dei coefficienti di deflusso antecedenti alle piogge.

L'influenza che le zone ripariali esercitano sulla generazione dei deflussi si è dimostrato un aspetto importante e da tenere in considerazione qualora si voglia studiare il regime dei deflussi in un bacino idrografico. Il lavoro condotto da Sidle et al. (2000) nel bacino sperimentale Hitachi Ohta in Giappone, caratterizzato da stretti corridoi ripariali e versanti ripidi, ha dimostrato che, mutando le condizioni antecedenti di umidità del suolo da asciutto a bagnato in seguito ad un evento piovoso la proporzione relativa al deflusso generato dalla stretta zona ripariale diminuisce bruscamente. Al contrario, aumenta il flusso sotterraneo al crescere della umidità antecedente. Ciò è dovuto al fatto che il contributo al deflusso generato dalla stretta zona ripariale rimane pressoché costante e con valori percentuali piuttosto bassi, tuttavia il contributo al deflusso generato dalle aree di versante è direttamente collegato alla umidità antecedente del suolo. Ciò significa che all'aumentare dell'umidità al suolo in seguito alla precipitazione aumenta il contributo al deflusso dato dall'area di versante. A termine dell'evento piovoso si ripristina la proporzione precedente all'evento, per cui il maggiore contributo al deflusso è generato dall'area riparia.

Quando invece si considerano bacini idrografici caratterizzati da una percentuale di area riparia maggiore, i contributi relativi alle aree di versante e zone ripariali al formarsi del deflusso totale si dimostrano coerenti con quanto affermato da un lavoro condotto da McGlynn e McDonnell (2003) in occasione di due eventi piovosi in un bacino altamente reattivo situato sulla costa ovest dell'Isola del Sud della Nuova Zelanda. I loro risultati hanno mostrato che le zone ripariali rispondono più rapidamente agli *input* delle precipitazioni rispetto alle aree di versante. Questa differenza è indice di una umidità antecedente del suolo superiore per le zone ripariali e la presenza di falde acquifere più persistenti in posizioni poco lontane al torrente. Una volta che l'evento piovoso è terminato, le aree di versante drenano abbondantemente con un conseguente deficit di umidità al suolo maggiore rispetto alle aree limitrofe al corso d'acqua. McGlynn e McDonnell (2003) hanno scoperto che il deflusso totale generato dalle aree di versante in occasione di eventi piovosi piccoli (intensità minori di 30 mm e condizioni antecedenti di umidità del suolo secco) varia da 2-16 %, per cui il deflusso totale generato dalla zona ripariale varia da 84-97%. Invece nel corso di eventi più grandi di 70 mm l'area di versante è il principale contributore al deflusso totale, con percentuali di contribuzione che variano da 47% a 55%.

L'alternativa agli studi basati sulla variabilità spaziale degli indicatori idrologici, quali ad esempio i coefficienti di deflusso, è l'uso della simulazione idrologica mediante modellazione distribuita che, al momento, rappresenta uno degli strumenti più promettenti per la valutazione della risposta idrologica in funzione della variabilità spazio-temporale dei bacini. I modelli più recenti, come ad esempio il TOPKAPI (Ciarapica e Todini, 2002), il GEOTOP (Rigon, et al., 2002), il DREAM (Manfreda et al., 2005) utilizzano una rappresentazione a maglia fine dalla quale è possibile descrivere la fisica dei fenomeni mediante le equazioni appropriate ed utilizzare quindi una parametrizzazione di natura fisica legata a grandezze misurabili. I modelli distribuiti necessitano altresì di conoscere le caratteristiche idrauliche dei suoli, tuttavia le conoscenze di tali caratteristiche sono affette da problemi collegati alla assenza di informazioni alle scale spaziali tipiche dei bacini idrografici.

A questo tipo di approcci, negli stessi anni sono state eseguite delle altre ricerche mediante metodi che fanno uso di traccianti naturali.

È stato pubblicato da Soulsby et al. (2003) uno studio sull'uso dei traccianti volto ad indagare i percorsi idrologici a diverse scale spaziali in un bacino mesoscala scozzese. Essi utilizzarono tecniche geochimiche di separazione dell'idrogramma base per ottenere una valutazione preliminare di come i processi di deflusso si modificano con le caratteristiche del paesaggio e la scala spaziale (1-233 km²) all'interno di un bacino mesoscala in Scozia. Tale bacino si compone di tre unità: le torbiere sull'altopiano che coprono le sorgenti, i ripidi pendii liberamente drenanti sui lati della valle, le falde acquifere. L'analisi indicò come, a tutte le scale indagate, lo scorrimento superficiale e poco profondo di acidi nei flussi del sottosuolo siano ottenuti dai terreni torbosi che coprono le sorgenti del bacino.

Si stimò che il contributo delle acque sotterranee al deflusso annuo varia dal 30% nel bacino idrografico più piccolo (circa 1 km²), caratterizzato da suoli torbosi e con uno stoccaggio delle acque sotterranee limitato, a più del 60% in bacini grandi (maggiori di 30 km²), con una maggior copertura di drenaggio dei suoli e con le falde acquifere più estese. Le separazioni dell'idrogramma rappresentò una prima approssimazione circa l'influenza delle acque sotterranee cambiando la scala, e persino la semplice analisi di sensitività mostrò una notevole incertezza sulle separazioni. Tuttavia, i risultati furono sostanzialmente coerenti con i risultati di indagini idrometriche e studi di modellazione nel bacino imbrifero e nelle località prossime. Questa concettualizzazione di base evidenziò l'importanza di processi idrologici emergenti in diverse scale di indagine. Tuttavia, secondo Soulsby et al. (2003), questa apparente influenza in differenti unità di paesaggio sulla generazione di deflusso e la chimica delle acque di torrente nel bacino

imbrifero offre un potenziale considerevole per l'applicazione di modelli semi-distribuiti, informato dal comportamento del tracciante, per mostrare come la risposta del bacino è integrato a vari livelli.

È stato condotto uno studio analogo al precedente guidato da Didszun e Uhlenbrook (2008) volto a valutare lo *scaling* dei processi di generazione di deflusso dominante attraverso un approccio fondato sull'uso di traccianti multipli. A tal fine furono analizzate la chimica a basso flusso della corrente e le reazioni delle precipitazioni in vari sottobacini del bacino mesoscala Dreisam nelle Montagne Foresta Nera, Germania sud-occidentale. Le dimensioni vanno da un bacino imbrifero di 0,015 km² al bacino Dreisam di 258 km². Furono campionati sei eventi utilizzando tre diversi modelli sperimentali con i rivelatori ambientali di silice disciolta, ossigeno-18, deuterio e potassio per indagare i processi di evento a scale diverse. I risultati dimostrarono che la maggior parte delle differenze osservate tra i bacini potrebbero essere correlate ai cambiamenti della topografia e le proprietà di utenza (ossia, il suolo, la geologia, uso del suolo). Le prove sul sito in bacini minori di 1-2 km² risultarono non rappresentative nella generazione di deflusso in grandi bacini a causa della struttura topografica e un ridotto numero di unità di risposta idrologica (HRU) e, di conseguenza, hanno generato componenti di deflusso. Nei bacini più grandi di 40 km² fu sempre più importante una componente aggiuntiva al deflusso, ovvero il deflusso superficiale da aree urbane. Tuttavia, essi osservarono delle piccole differenze nelle risposte di tracciante a bacini tra 1 e 40 km². Anche se la soglia più bassa (1-2 km²) era simile per entrambi i metodi (a basso flusso e indagini evento), i risultati suggerirono che le soglie dipendono dalla scala di indagine e dei parametri idrologici, nonché le proprietà di bacino. L'applicazione di metodi di tracciante a microscala e mesoscala forniscono spunti dettagliati nella scala dei processi di deflusso dominante. I risultati dimostrarono che questo approccio è una componente importante quando si affronta il comportamento di scala, oltre ai numerosi studi microscala e gli approcci di modellazione. Tuttavia, le interpretazioni quantitative sono limitate a causa della eterogeneità inerente a questa scala.

CAPITOLO 2

Materiali e metodi

I dati utilizzati in questo studio derivano dalle misurazioni raccolte durante gli anni 2006-2007-2008 da una serie di stazioni meteorologiche gestite dall'ARPAV (Azienda Regionale per la Prevenzione e la Protezione Ambientale del Veneto) distribuite in tutto il bacino del Cordevole, e da alcuni strumenti installati nel sottobacino del Rio Vauz dal Dipartimento TeSAF dell'Università di Padova.

I dati di precipitazione sono stati rilevati per mezzo di pluviometri a bascula, i quali memorizzano l'istante temporale in cui sono precipitati 0.2 mm di pioggia.

I valori di portata sono stati registrati da tre sezioni di misura di livello, ognuno di essi costituito da uno stramazzo e da un trasmettitore di pressione. Questi strumenti forniscono i valori di portata ad intervalli di cinque minuti, tuttavia, per le nostre indagini, tali valori sono stati aggregati in intervalli di quindici minuti, così da poter avere a disposizione, ogni quindici minuti e per ogni stazione, sia i valori di afflusso sia quelli di deflusso. Mentre due sezioni di misura del livello di portata sono installati nel Rio Vauz, in prossimità delle sezioni di chiusura del Rio Ponte e Rio Larici, entrambi gestiti dall'Università di Padova, il terzo, gestito dall'ARPAV, è localizzato in prossimità della sezione di chiusura del bacino Cordevole a La Vizza.

I dati di afflussi e deflussi sono stati raccolti da circa metà Maggio a fine Settembre di ogni anno. Durante il periodo invernale, gran parte della strumentazione installata nel bacino del Rio Vauz veniva rimossa, per evitare che venisse danneggiata dal manto nevoso. Le stazioni dell'ARPAV forniscono i dati per l'intero anno solare, tuttavia, in questo studio, sono sufficienti i dati raccolti dal 15 Maggio al 30 Settembre, in quanto si vuole evitare l'influenza della fusione nivale sulle risposte idrometriche. Questo intervallo temporale, 15 Maggio – 30 Settembre, per comodità di linguaggio lo definiremo in seguito con il termine “stagione”.

2.1 Misurazione degli afflussi meteorici

Per la determinazione degli afflussi meteorici sono stati utilizzati pluviometri (Figura 2.1), del tipo a bascula, provvisti di data loggers. Questi strumenti sono costituiti da un imbuto che raccoglie l'acqua piovana, la bocca dello strumento è stata posizionata a un'altezza di 1,40 m. Al di sotto dell'imbuto si trova una coppia di piccoli recipienti, fissati ad una base basculante. Man mano che il recipiente si riempie, il baricentro del sistema basculante si sposta. Una volta raggiunto un certo grado di riempimento il sistema si ribalta: sotto il tubo collegato all'imbuto si presenta il recipiente vuoto, mentre quello pieno si svuota rapidamente. Compito del data logger è quello di registrare il numero di bascate e l'istante in cui queste avvengono.



Figura 2.1: Pluviometro a bascula

Per la determinazione delle precipitazioni nell'intero bacino del Cordevole sono stati raccolti i dati dalle seguenti cinque stazioni meteorologiche dell'ARPAV (Tabella 6) più due pluviometri installati dall'Università di Padova nel sottobacino del Rio Vauz.

Provincia di BELLUNO				
Stazioni Meteorologiche	Coordinate Gauss-Boaga fuso Ovest		Quota m s.l.m.	Anno attivazione
	X	Y		
Arabba	1720718	5153640	1645	1983
Caprile	1729708	5147354	1005	1984
Malga Ciapela	1723214	5145786	1475	1984
Passo Falzarego	1730665	5156102	2090	1985
Passo Pordoi	1716666	5151658	2160	1984

Tabella 6: Le cinque stazioni meteorologiche dell'ARPAV prese in esame

Questo tipo di stazioni meteorologiche in media sono composte da 5-6 sensori utili a misurare parametri esclusivamente meteorologici quali precipitazione, temperatura, umidità, pressione, radiazione solare e la velocità e direzione del vento. Questi parametri sono rilevati automaticamente.

I sensori utilizzati riguardano: precipitazione, umidità relativa, radiazione solare globale, temperatura dell'aria, pressione atmosferica, direzione e velocità del vento. Nella seguente Figura 2.2 si riporta un prospetto di una stazione meteorologica tipo e una foto illustrativa.



Figura 2.2: Prospetto di una stazione meteorologica e foto illustrativa

I pluviometri dell'Università di Padova (Figura 2.3) sono stati posizionati uno alla quota di 1900 m s.l.m. *Pluvio Basso*, mentre l'altro a quota 2100 m s.l.m. *Pluvio Alto*. Per garantire una maggiore affidabilità dei dati, i pluviometri sono stati installati lontano da alberi e altri ostacoli,

inoltre nella scelta del posizionamento si è voluto assicurare una discreta facilità di accesso nel momento in cui si dovevano scaricare i dati dai data loggers. I pluviometri non sono stati distribuiti in maniera omogenea all'interno del Bacino sperimentale; questo perché l'attenzione della ricerca è stata incentrata sulla valutazione del deflusso superficiale e sottosuperficiale, di conseguenza sembrava più opportuno localizzarli in prossimità dei due sottobacini, dove si trova tutta la strumentazione installata.

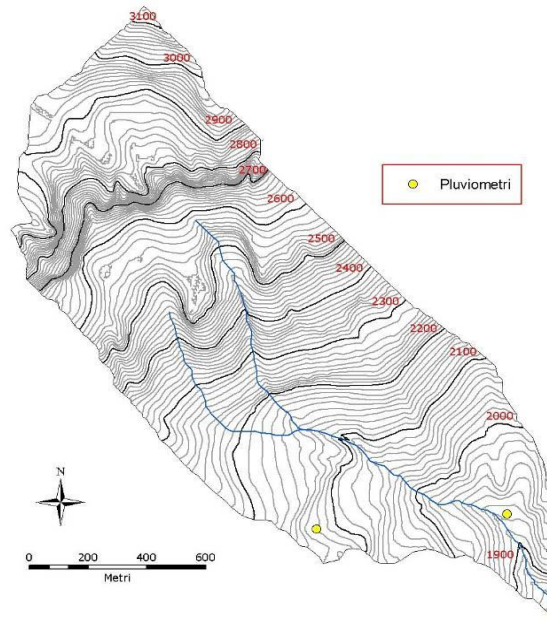


Figura 2.3: Collocazione di Pluvio Basso e Pluvio Alto (da Penna,2005)

2.2 Misura dei deflussi

I deflussi sono stati osservati per via indiretta, mediante stramazzi triangolari in parete sottile installati trasversalmente all'alveo principale. Lo stramazzo rappresenta il modo più semplice e immediato per ottenere misure di portata in canali. Il sistema si compone di una vasca di calma, di uno stramazzo e di un misuratore di livello (Figura 2.4).

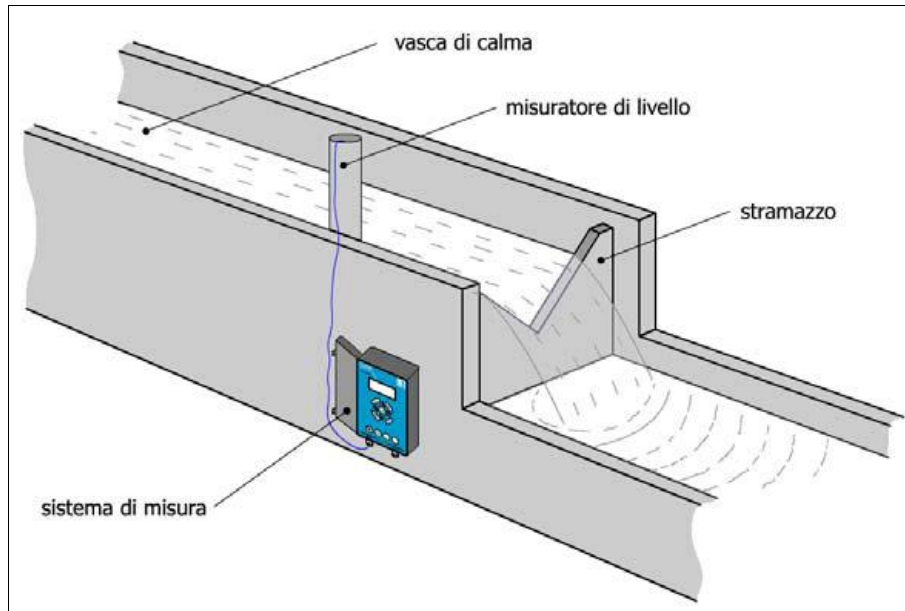


Figura 2.4: Illustrazione di un sistema di misura di portata mediante stramazzo.

Le variazioni di livello dell'acqua vengono misurate mediante un sensore, posto all'interno della vasca di calma ad una quota inferiore rispetto alla soglia dello stramazzo e ad una distanza sufficiente ad evitare errori dovuti alla perturbazione indotta dallo stesso.

La vasca di calma, consente di limitare le variazioni di livello dovute al moto turbolento dell'acqua. Attraverso formule dipendenti dal tipo e dalla geometria del sistema è possibile ricavare la portata liquida istantanea defluente in funzione del livello dell'acqua.

Lo stramazzo triangolare (Figura 2.5) viene utilizzato per misurare portate caratterizzate da valori molto bassi, perché ad una piccola variazione di portata corrisponde una sensibile variazione del carico idraulico h_0 che insiste sullo stramazzo.

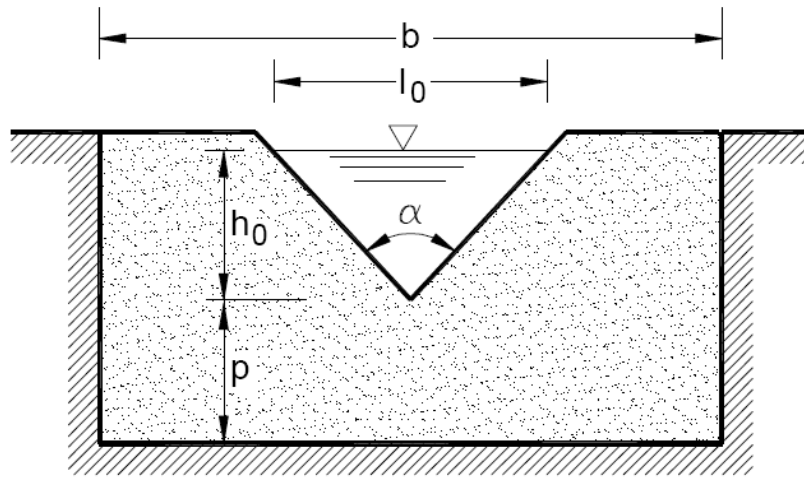


Figura 2.5: Schema di uno stramazzo triangolare.

La portata viene calcolata tramite la formula (2.1):

$$Q = \frac{8}{15} \tan \frac{\alpha}{2} C_c \sqrt{(2g)} (h_0)^{\frac{5}{2}} \quad (2.1)$$

dove α è l'angolo al vertice dello stramazzo, e C_c è il coefficiente di contrazione.

Tale relazione è valida per $h_0 > 0.06$ m e $p > 0.1$ m. Il valore del coefficiente di contrazione nel caso di angolo al vertice rettangolare ($\alpha = 90^\circ$) viene stimato mediante il grafico in Figura 2.6 (Gregoretti, 2008).

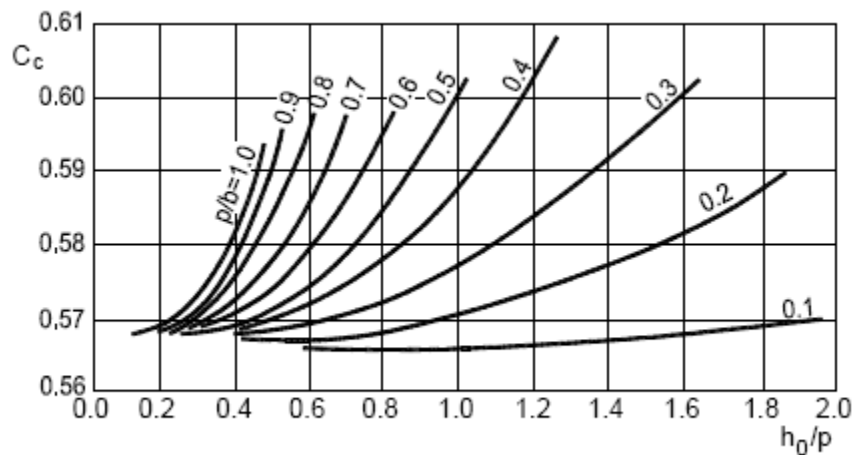


Figura 2.6: Grafico utilizzato per la stima del coefficiente di contrazione (da Gregoretti, 2008).

I dati vengono registrati nella memoria del sistema di misura e devono essere poi scaricati periodicamente tramite il collegamento ad un computer portatile. La scelta del punto di

installazione dello stramazzo deve essere effettuata in relazione all'accessibilità dei luoghi, alla presenza di confluenze, all'esistenza di manufatti idraulici, a particolari condizioni di deflusso e a particolari condizioni erosive. E' inoltre opportuno prevedere una periodica manutenzione delle strumentazioni installate, allo scopo di garantirne il funzionamento efficiente.

Piezometro a trasduzione di pressione

Sullo stramazzo è stato installato un trasmettitore di pressione, prodotto dalla società svizzera Keller Druck, per registrare l'altezza dell'acqua nel torrente ogni cinque minuti (Figura 2.7). I trasduttori di pressione determinano il livello del fluido misurando il valore di pressione nel punto più basso e confrontandolo con la pressione di superficie. Questo consente il calcolo dell'altezza basandosi sulla densità del liquido. La misura dell'altezza del liquido è basata sul principio che la differenza di pressione idrostatica tra la parte alta e la base di una colonna di liquido è correlata alla densità del liquido e all'altezza della colonna. Lo strumento utilizzato è costituito da due sensori di pressione assoluta: il sensore di profondità misura il livello dell'acqua, mentre le variazioni della pressione barometrica sono misurate e compensate con il sensore della pressione atmosferica.



Figura 2.7: Illustrazione del trasmettitore di pressione Keller.

Scala delle portate

I dati registrati dai piezometri a trasduzione di pressione “Keller” rappresentano l’altezza del livello idrometrico nel bacino di calma dei rii.

Per ottenere le portate si devono applicare delle formule ai valori; queste espressioni sono state derivate dalle scale di portata (grafici a) e b) della Figura 2.8), costruite tramite l’interpolazione delle misurazioni dei piezometri con i rilievi diretti di portata compiuti dagli operatori. Quindi, dall’equazione risultante dall’interpolazione è poi possibile ricavare i valori di portata per qualunque livello idrometrico. Questi rilievi sono stati eseguiti applicando due diversi procedimenti: quello della diluizione salina sul Rio Ponte e quello della misurazione diretta sul Rio Larici.

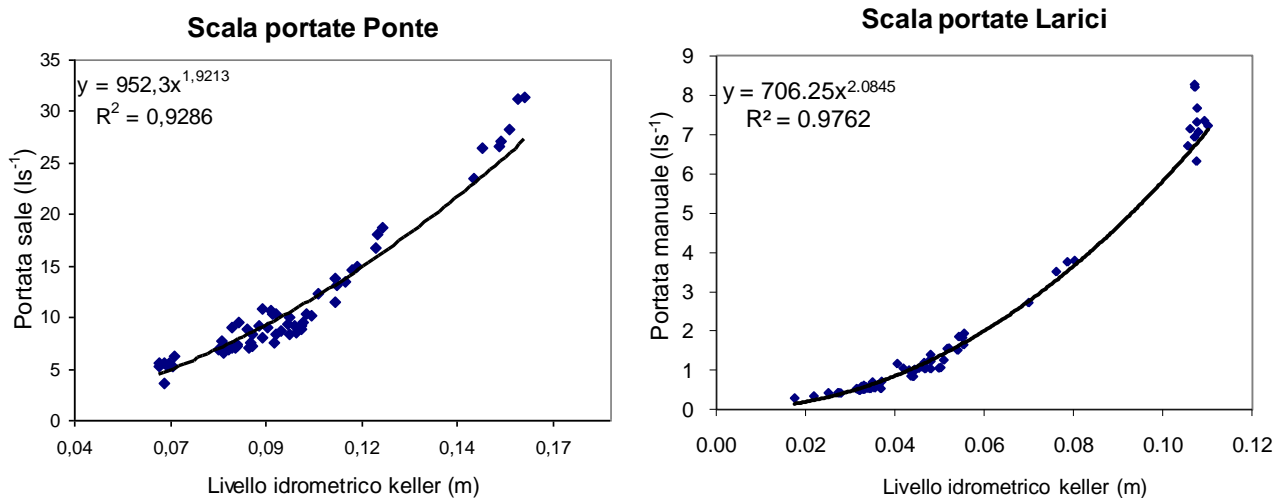


Grafico a)

Grafico b)

Figura 2.8: Scale delle portate ottenute per Rio Ponte e per Rio Larici

Il primo metodo si basa sull’ipotesi che un tracciante immesso nel corso d’acqua conservi la sua massa lungo il tratto di alveo compreso tra punto di iniezione e punto di campionamento. L’immissione istantanea in alveo di una quantità nota di tracciante solubile in acqua (cloruro di sodio) determina la rapida diluizione della sostanza ed una conseguente variazione di conduttività dell’acqua del torrente, rilevabile con idoneo strumento conduttimetro. Considerando, dopo un certo tempo e ad una certa distanza dal punto di immissione, un mescolamento uniforme del tracciante nell’acqua ed un legame lineare tra concentrazione e conduttività, è quindi possibile ricavare la portata sulla base della curva di variazione della conduttività della soluzione.

La misura si esegue riversando, a monte del punto di misura, una salamoia di volume e concentrazione noti; e misurando a valle il passaggio della diluizione salina mediante conduttimetro.

La portata viene stimata mediante la formula:

$$Q = \frac{C_i V_i}{\int_0^{\infty} C(t) dt} \quad (2.2)$$

Dove C_i ($\mu\text{S/cm}$) è la conduttività della soluzione e V_i il suo volume (m^3), $C(t)$ ($\mu\text{S/cm}$) è la conduttività misurata al tempo (t) nel punto di campionamento.

Il metodo della misurazione diretta si basa appunto su una serie di rilievi fatti dagli operatori riempiendo un contenitore graduato con il flusso in uscita dallo stramazzone e dividendo la quantità raccolta per il tempo che si è impiegato per ottenerla.

In entrambi i casi più misurazioni vengono effettuate e più l'equazione risultante dall'interpolazione dei dati è rappresentativa del risultato.

Siti di misura

La misura dei deflussi è stata effettuata in 3 punti corrispondenti alle rispettive sezioni di chiusura del bacino del Cordevole a La Vizza, e dei due micro bacini del Rio Ponte e del Rio Larici sottesi al bacino del Rio Vauz.

La sezione di chiusura del bacino del Cordevole, collocata in corrispondenza della stazione idrometrica posta in località La Vizza, a quota 1810 metri sul livello del mare, in gestione all'agenzia A.R.P.A.V fornisce i dati di portata del Cordevole, di temperatura, precipitazione, radiazione solare, umidità relativa, velocità e direzione del vento (Figura 2.9).



Figura 2.9: Sezione di chiusura del Cordevole a La Vizza

In Figura 2.10 sono evidenziati i soli due stramazzi presenti nel bacino sotteso al Rio Vauz.

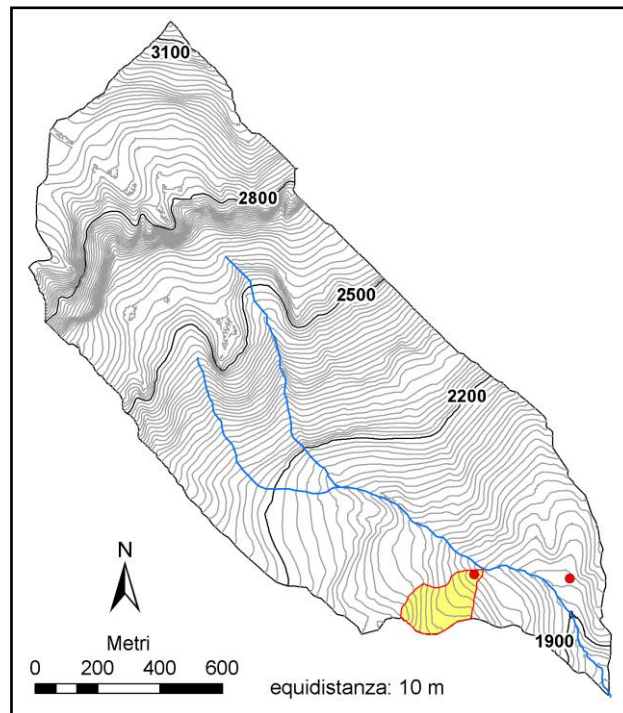


Figura 2.10: Ubicazione dei punti di misura delle portate del Rio Ponte e Larici

Il primo punto di misura (Figura 2.11), denominato “Stramazzo sul Rio Ponte”, è posto circa a metà del ramo principale del Rio Ponte, a monte della confluenza con il Rio Vauz. Il torrente raccoglie acque provenienti da pendici aspre, prevalentemente rocciose ed a bassa permeabilità; essendo inoltre il bacino sotteso dalla stazione caratterizzato da quote molto elevate, si osserva la presenza di deflusso da scioglimento nivale per la maggior parte del periodo dell’anno.



Figura 2.11: Sezione di chiusura del Rio Ponte

Il secondo punto di misura (Figura 2.12), denominato “Stramazzo sul Rio Larici”, corrisponde alla chiusura del sottobacino del Rio Larici, subito a monte della confluenza con il Rio Vauz.



Figura 2.12: Sezione di chiusura del Rio Larici

Gli stramazzi sul Rio Ponte e Rio Larici sono entrambi costituiti da un pannello rettangolare in lamiera zincata di spessore pari a 5 mm, dotato di incisione a “V” al centro della sommità, cui è imbullonata la lama di sfioro vera e propria, realizzata in acciaio per garantire una migliore tenuta del filo. La posa di ciottoli, materiale di interrimento e teli impermeabilizzanti garantisce una buona tenuta idraulica del manufatto. Le perdite di acqua per filtrazione dalle spalle e per sifonamento sono state stimate attorno al 2% della portata totale; l’incertezza legata ad esse è pertanto contenuta nell’incertezza intrinseca di misura (Boscolo, 2004).

La posa di ciottoli di dimensioni adeguate nel punto di impatto della lama stramazziante a valle del manufatto, serve per evitare problemi di scavo e scalzamento del materiale d’alveo.

L’ubicazione dello sbarramento è stata scelta in modo da consentire la formazione di un bacino di calma di dimensioni il più possibile consistenti, al fine di annullare la velocità di approccio della corrente alla V dello stramazzo e di stabilizzare il pelo libero dell’acqua.

2.3 Elaborazione dati

Modalità di separazione degli eventi piovosi

La precipitazione registrata dagli strumenti durante il periodo analizzato è stata separata in eventi. La procedura di separazione ha previsto l'analisi dell'entità della precipitazione e la distanza temporale tra eventi. È stata fissata una soglia minima di precipitazione, in quanto per valori bassi di altezza di pioggia non si notava risposta idrometrica significativa. Quindi, si è scelto di tralasciare gli eventi caratterizzati da una precipitazione inferiore a 6 mm. La fine dell'evento piovoso si individua attraverso l'esame dell'idrogramma. In particolare si osserva il ramo discendente dell'idrogramma, e si cerca di individuare un cambio di pendenza. L'evento si fa terminare nel punto in cui la pendenza cala rapidamente. È possibile trovare casi in cui durante la fase discendente dell'idrogramma si verifichi un'altra precipitazione. In tal caso è opportuno valutare gli effetti della nuova precipitazione sull'evento e stabilire se le due precipitazioni devono essere accorpate. Le due precipitazioni vengono considerate come un unico evento qualora la distanza temporale che le separa è inferiore a 8 ore, altrimenti vengono distinte in due eventi separati.

Precipitazione totale

Il valore di precipitazione totale deriva dalla somma dei valori di precipitazione registrati dal pluviometro nell'arco della durata dell'evento piovoso.

Baricentro di precipitazione

Data la precipitazione totale di un evento, il baricentro di precipitazione è l'istante temporale in cui è precipitata metà dell'intero afflusso. Per individuare il baricentro si parte dall'inizio dell'evento e si sommano le precipitazioni fino al momento in cui la somma raggiunge metà della precipitazione totale.

Durata della precipitazione

A partire dalle misurazioni effettuate dal pluviometro aggregate a quindici minuti, la durata della precipitazione è stata calcolata osservando l'intero evento. Sono stati sommati i periodi in cui è stata registrata una precipitazione, mentre sono stati tralasciati i periodi in cui lo strumento non ha rilevato precipitazione.

Valore iniziale di portata

Il valore iniziale di portata rappresenta il valore di portata registrato all'inizio dell'evento di piena. Dato l'idrogramma di piena, tale valore coincide con il punto in cui inizia il ramo ascendente dell'idrogramma stesso. Di solito il valore iniziale di portata non coincide con l'inizio della precipitazione.

Valore al picco di portata

Il valore al picco di portata rappresenta il valore massimo registrato durante l'intero evento di piena. Dato l'idrogramma di piena, tale valore coincide con il picco della curva dei deflussi, ovvero il punto in cui termina il ramo ascendente e comincia quello discendente. È possibile che l'idrogramma di piena sia formato da più picchi, in tal caso andrò a scegliere come valore al picco quello in cui la portata è massima.

Istante picco di portata

È l'istante temporale in cui si registra il valore al picco di portata. È possibile che l'idrogramma di piena presenti più di un valore al picco di portata in quanto la curvatura dell'idrogramma tende a essere schiacciato nella sua parte sommitale. In tal caso è stato considerato come istante picco di portata quello centrale.

Deflusso totale

Il valore del deflusso totale viene calcolato dal deflusso di piena, sottraendo il valore del deflusso di base. Per consentire un confronto tra i deflussi totali dei bacini presi in esame, tali valori sono

stati divisi per l'area dei rispettivi bacini e trasformati in millimetri di pioggia per favorire il confronto con la precipitazione.

Coefficiente di Deflusso

Il coefficiente di deflusso è dato dal rapporto tra deflusso totale e precipitazione totale di un evento.

Valore di ritardo

Il ritardo consiste nel tempo trascorso dal baricentro della precipitazione e l'istante al picco di portata.

Intensità media di precipitazione

Il valore di intensità media di precipitazione viene calcolato dividendo il valore di precipitazione totale per la durata dell'evento.

Intensità massima di precipitazione

Dato l'evento di precipitazione considero intensità massima di precipitazione il valore massimo di afflusso registrato in un determinato istante. Poiché i dati sono stati registrati a intervalli di quindici minuti, per comodità di lettura, il valore di intensità massima è stato trasformato per intervalli orari.

CAPITOLO 3

Risultati e discussioni

3.1 Analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni

Con i dati di precipitazione, raccolti durante gli anni 2006-2007-2008, dai pluviometri installati nelle sette stazioni di misura presi in esame (cinque stazioni meteorologiche dell'ARPAV più i due pluviometri dell'Università di Padova posizionati nel sottobacino del Vauz), sono stati ottenuti i valori di precipitazione cumulata durante l'intera stagione.

Nelle Tabella 7 si riportano i valori di pioggia cumulata durante le tre stagioni per ciascuna stazione di misura considerata e i valori medi di pioggia cumulata tra le stagioni.

I valori di pioggia cumulata sono stati organizzati in ordine crescente, inoltre si riportano le differenze cumulate di pioggia cumulata per mezzo delle quali si può apprezzare la differenza di precipitazione di ogni stazione rispetto a quella in cui si è registrato la minore precipitazione.

Stazioni di misura	Pioggia cumulata [mm]	Differenza cumulata di pioggia cumulata [mm]	Stazioni di misura	Pioggia cumulata [mm]	Differenza cumulata di pioggia cumulata [mm]
STAGIONE 2006			STAGIONE 2007		
Caprile (1005 m s.l.m.)	464.2		Caprile (1005 m s.l.m.)	624.2	
Larici (2030 m s.l.m.)	472.7	8.5	Ponte (1945 m s.l.m.)	639.2	15.0
Ponte (1945 m s.l.m.)	486.4	22.2	Larici (2030 m s.l.m.)	645.8	21.6
Arabba (1645 m s.l.m.)	494.4	30.2	P. Pordoi (2160 m s.l.m.)	690.2	66.0
P. Pordoi (2160 m s.l.m.)	534.8	70.6	Arabba (1645 m s.l.m.)	694.2	70.0
M. Ciapela (1475 m s.l.m.)	543.0	78.8	M. Ciapela (1475 m s.l.m.)	724.6	100.4
P. Falzarego (2090 m s.l.m.)	596.4	132.2	P. Falzarego (2090 m s.l.m.)	825.2	201.0
STAGIONE 2008			VALORI MEDI TRA LE STAGIONI 2006-2007-2008		
Caprile (1005 m s.l.m.)	600.8		Caprile (1005 m s.l.m.)	563.1	
Arabba (1645 m s.l.m.)	631.2	30.4	Larici (2030 m s.l.m.)	584.2	21.1
Larici (2030 m s.l.m.)	634.0	33.2	Ponte (1945 m s.l.m.)	600.6	37.5
Ponte (1945 m s.l.m.)	676.2	75.4	Arabba (1645 m s.l.m.)	606.6	43.5
P. Pordoi (2160 m s.l.m.)	746.6	145.8	P. Pordoi (2160 m s.l.m.)	657.2	94.1
P. Falzarego (2090 m s.l.m.)	752.8	152.0	M. Ciapela (1475 m s.l.m.)	677.4	114.3
M. Ciapela (1475 m s.l.m.)	764.6	163.8	P. Falzarego (2090 m s.l.m.)	724.8	161.7

Tabella 7: Pioggia cumulata durante le stagioni 2006-2007-2008 (dal 15 Maggio – al 30 Settembre) e valori medi di pioggia cumulata tra le tre stagioni

Dalla visione della Tabella 7, si può notare che la stazione in cui si verifica la minore cumulata di pioggia è quella di Caprile, invece durante le stagioni 2006 e 2007 la stazione di Passo Falzarego risulta essere quella in cui si è verificata la maggiore cumulata, con una differenza di precipitazione tra la prima e l'ultima che va da 132.2 mm per la stagione 2006 a oltre 200 mm per la stagione 2007. Inoltre l'ordine crescente tra i valori di pioggia cumulata delle altre stazioni durante le stagioni 2006 e 2007 risulta diverso, anche se di poco.

A differenza delle due stagioni precedenti, durante la stagione 2008, l'ordine crescente tra i valori di pioggia cumulata termina con la stazione di Malga Ciapela separata dalla prima stazione per una differenza di circa 160 mm. Anche l'ordine delle altre stazioni è diverso rispetto alle classifiche ottenute per i due anni precedenti, infatti Arabba risulta essere la seconda stazione della classifica e con una cumulata di pioggia più simile a quella di Larici, quando invece negli altri due anni esaminati questa stazione presenta maggiore affinità con le cumulate di pioggia verificate in Passo Pordoi.

Tuttavia i valori medi, riportati in Tabella 7, e calcolati tra i valori di pioggia cumulata tra le tre stagioni per tutte le stazioni, evidenziano come mediamente la stazione di Caprile sia quella caratterizzata dalla minore cumulata di pioggia, la stazione di Passo Falzarego invece è quella che in media presenta la maggiore cumulata, inoltre si può osservare quale sia l'ordine che mediamente si ottiene tra i valori di cumulata di pioggia tra le altre stazioni.

Dall'osservazione complessiva delle piogge cumulate durante le tre stagioni e dalle loro differenze, non si riconoscono delle affinità tra le stazioni, poiché l'ordine crescente è sempre variabile e le cumulate di pioggia calcolate per ciascuna stazione rendono le stesse a volte simili tra loro poiché le differenze sono più contenute, altre volte meno quando le differenze risultano maggiori. Tale variabilità è evidente se si osservano l'ordine e le differenze che si vengono a formare tra le piogge cumulate alle stazioni di Larici, Ponte, Passo Pordoi e Arabba. Tuttavia, la stazione di Caprile risulta essere quella in cui si verifica la minore precipitazione, invece le stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela sono quelle in cui si verificano le maggiori precipitazioni con una differenza di cumulata rispetto alla stazione di Caprile che varia da circa 130 mm a 200 mm. Le stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela, pur essendo accumulate dal fatto che sono quelle in cui si verificano le maggiori precipitazioni, le loro cumulate di pioggia sono spesso significativamente diverse come ad esempio durante la stagione 2007 nel cui periodo la differenza di precipitazione è di circa 100 mm.

Sono stati individuati gli eventi di precipitazione verificatisi durante le tre stagioni relative agli anni 2006-2007-2008. Si ricorda che sono stati considerati eventi di precipitazione qualora gli

afflussi superano una soglia minima di 6 mm e l'intervallo temporale che si può formare tra due rovesci è contenuto in una tempo non superiore a 8 ore. In Tabella 8 si riporta il numero di eventi e i valori medi minimi e massimi di precipitazione cumulata durante gli eventi piovosi delle stagioni 2006-2007-2008 individuati nelle sette stazioni di misura esaminate.

Stazione di misura	Stagione 2006	Stagione 2007	Stagione 2008
Larici			
N° EVENTI	25	36	35
MEDIA (mm)	16.5	14.0	12.8
MINIMO (mm)	7.4	6.4	6.2
MASSIMO (mm)	57.8	38.2	43.0
Ponte			
N° EVENTI	24	27	37
MEDIA (mm)	17.1	13.6	14.0
MINIMO (mm)	6.0	6.4	6.0
MASSIMO (mm)	57.0	32.6	43.0
Arabba			
N° EVENTI	21	32	33
MEDIA (mm)	15.8	15.2	15.1
MINIMO (mm)	7.8	6.0	6.6
MASSIMO (mm)	53.8	47.0	48.6
Passo Pordoi			
N° EVENTI	28	33	39
MEDIA (mm)	16.0	15.7	15.8
MINIMO (mm)	6.0	6.0	6.0
MASSIMO (mm)	56.0	40.2	44.0
Caprile			
N° EVENTI	19	27	31
MEDIA (mm)	17.5	15.5	15.0
MINIMO (mm)	6.0	6.0	6.0
MASSIMO (mm)	59.2	43.2	49.8
Malga Ciapela			
N° EVENTI	22	32	34
MEDIA (mm)	17.2	16.7	18.6
MINIMO (mm)	6.4	6.8	6.0
MASSIMO (mm)	52.6	49.6	82.8
Passo Falzarego			
N° EVENTI	25	35	34
MEDIA (mm)	19.7	17.2	18.0
MINIMO (mm)	6.4	6.4	6.8
MASSIMO (mm)	71.2	46.8	68.6

Tabella 8: Numero di eventi, valori medi, minimi e massimi di pioggia cumulata durante gli eventi piovosi individuati nelle stagioni 2006-2007-2008 nelle stazioni di misura considerate

I risultati riportati in Tabella 8 dimostrano che tra le sette stazioni il numero di eventi è mediamente abbastanza simile, inoltre l'intervallo è compreso tra un minimo di circa 20 eventi a stagione ad un massimo di circa 35. Ciò nonostante nella stazione di Passo Pordoi si è riscontrato il massimo numero di eventi (39 eventi) durante la stagione 2008, mentre in quella di Caprile si è verificato il minor numero di eventi (19 eventi) durante la stagione 2006. Anche i valori minimi di precipitazione cumulata sono compresi in un divario contenuto e variabile tra 6 e 7 mm, per cui in ciascuna stazione considerata si possono verificare precipitazioni di modesta intensità.

Qualora invece si voglia valutare le medie di pioggia cumulata durante gli eventi si può notare che quelle relative alle stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela tendono ad essere superiori rispetto alle altre, mentre quelle relative alle stazioni di Larici e Ponte sono tendenzialmente inferiori.

Tuttavia l'intervallo tra i valori medi di cumulata è compreso tra 12.8 mm calcolato per la stazione Larici durante la stagione 2008 e 19.7 mm calcolato per la stazione di Passo Falzarego durante la stagione 2006.

Anche considerando i valori massimi di pioggia cumulata durante gli eventi si può notare che le stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela sono maggiori rispetto alle altre, mentre Larici e Ponte presentano valori massimi di cumulata più bassi. L'intervallo tra i valori massimi di cumulata è ampio, compreso tra 32.6 mm calcolato per la stazione di Ponte durante la stagione 2007 e 82.8 mm calcolato per la stazione di Malga Ciapela durante la stagione 2008.

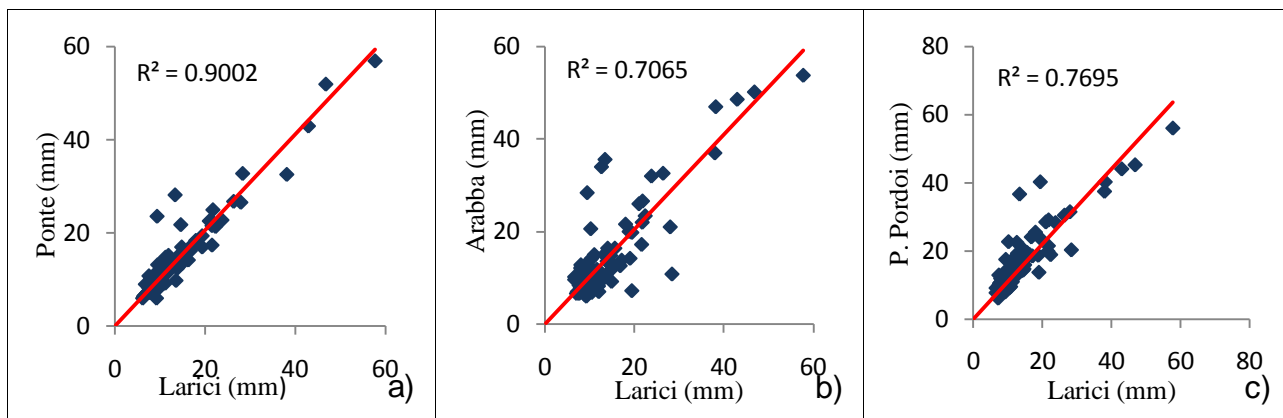
Le stazioni di Arabba, Passo Pordoi e Caprile hanno invece valori intermedi sia se si voglia considerare le medie che i valori massimi tra le cumulate di pioggia.

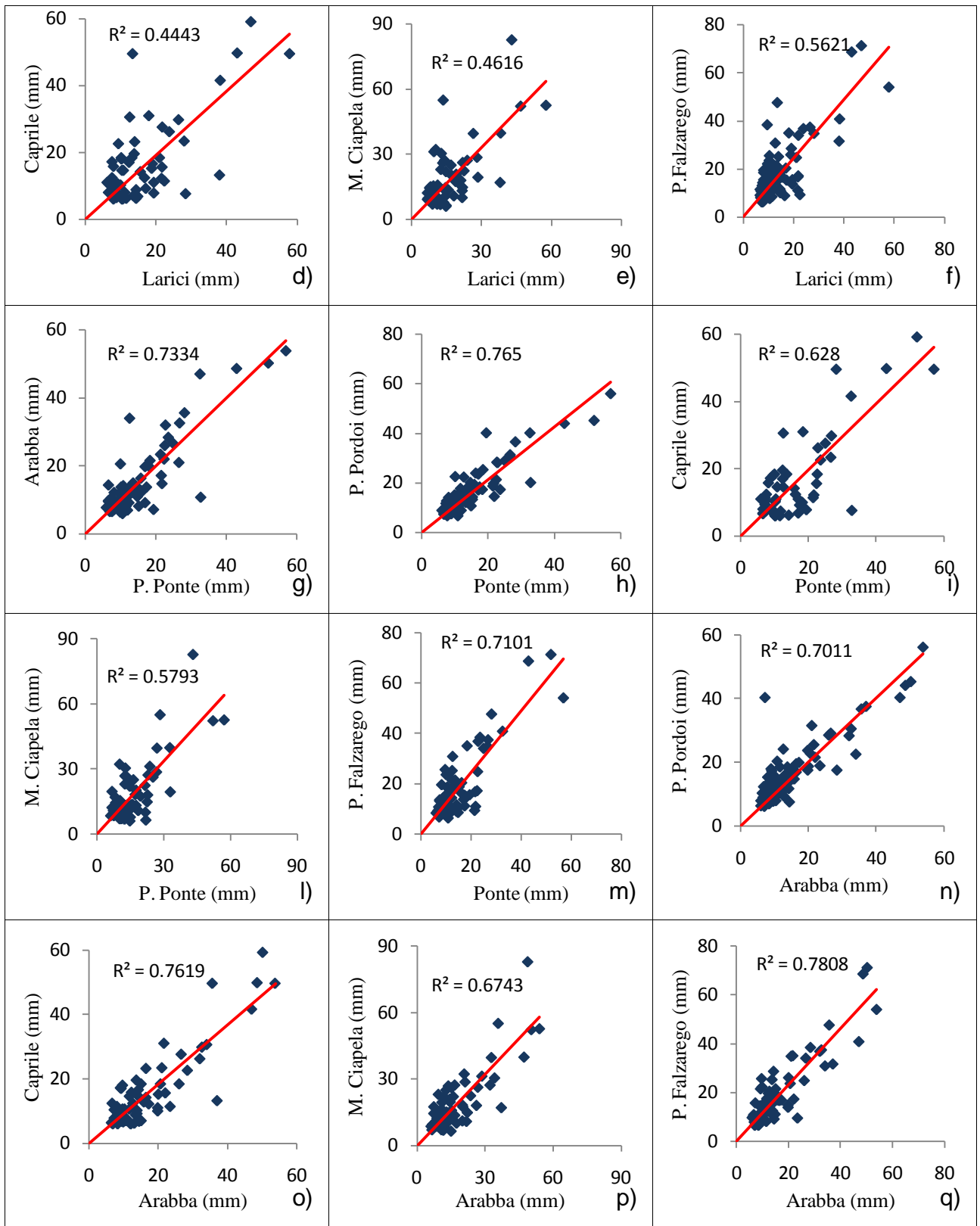
3.1.1 Relazioni tra precipitazioni

Sono state analizzate il tipo e la forma di relazione esistente tra le precipitazioni, sia a scala di evento sia nel periodo che comprende le stagioni relative agli anni 2006-2007-2008, attraverso lo strumento statistico della correlazione lineare. La correlazione indica la tendenza che hanno due variabili (X e Y) a variare insieme, ovvero, a covariare. Per quanto riguarda il tipo di relazione, essa può essere lineare o non lineare. La relazione è di tipo lineare se, rappresentata su assi cartesiani, si avvicina alla retta.

La relazione è di tipo non lineare, se rappresentata su assi cartesiani, ha un andamento curvilineo (parabola o iperbole). Per quanto riguarda la forma della relazione, si distinguono l'entità e la direzione. La direzione può essere: positiva, se all'aumentare di una variabile aumenta anche l'altra. La direzione è negativa se all'aumentare di una variabile diminuisce l'altra. L'entità si riferisce alla forza della relazione esistente tra due variabili. Quanto più i punti sono raggruppati attorno ad una retta, tanto più forte è la relazione tra due variabili. Se i punti sono dispersi in maniera uniforme, invece, tra le due variabili non esiste alcuna relazione.

In Figura 3.1 si riporta i grafici di correlazione combinando tra loro le precipitazioni a scala di evento registrate in ogni stazione di misura. I grafici dimostrano che le correlazioni sono tutte di tipo lineare a direzione positiva, stando a provare che all'aumentare della precipitazione in una determinata stazione aumenta la precipitazione anche in un'altra stazione ad essa correlata. Tuttavia si può notare ciò che varia tra le combinazioni è il valore di R^2 , ovvero la forza di relazione tra le due variabili combinate.





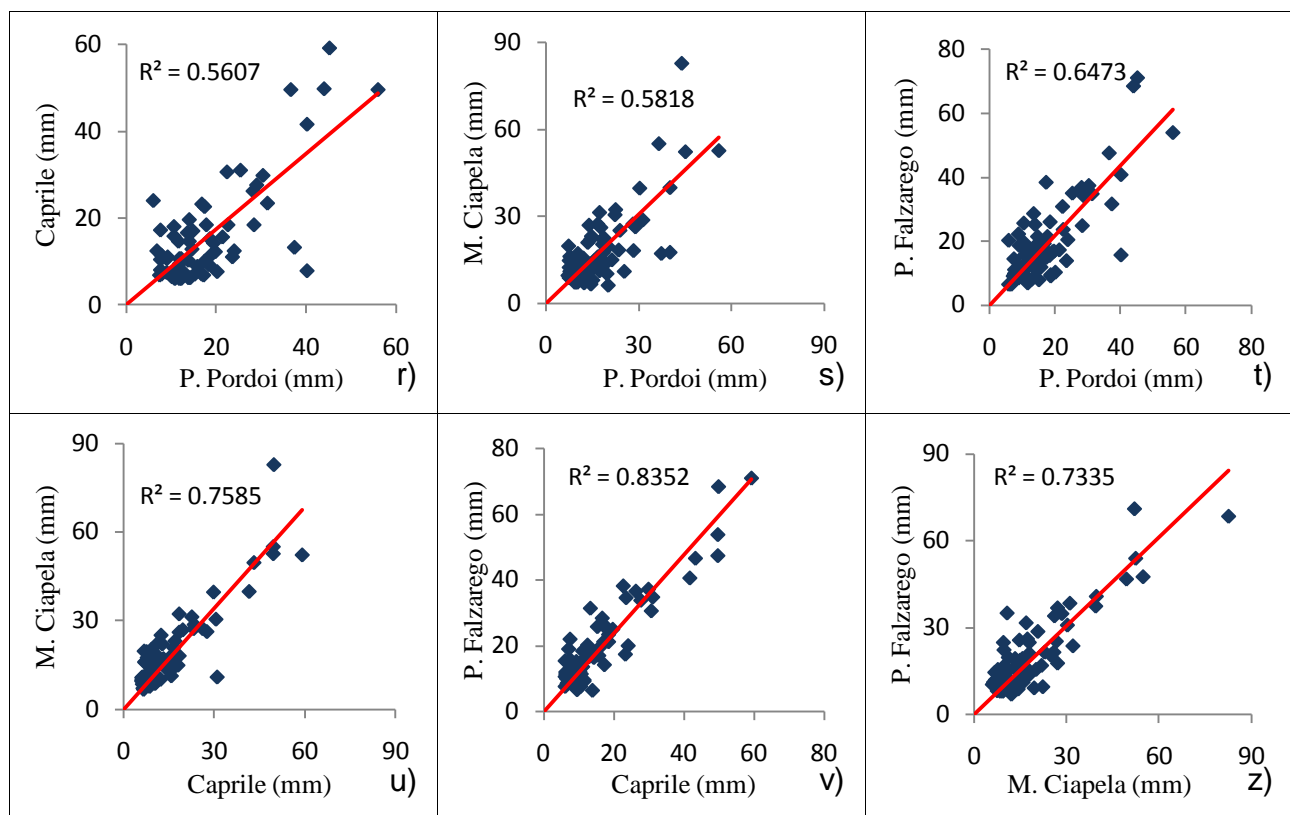


Figura 3.1: Correlazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento

Per esprimere la relazione esistente tra le precipitazioni totali a scala di evento, in termini entità e direzione, sono stati calcolati inoltre i coefficienti di correlazione. Tale coefficiente è standardizzato e può assumere valori che vanno da -1.00 (correlazione perfetta e negativa) e $+1.00$ (correlazione perfetta e positiva). Una correlazione uguale a 0 indica che tra le due variabili non vi è alcuna relazione. In Tabella 9 si riportano i coefficienti di correlazione ottenuti combinando tra loro le precipitazioni totali a scala di evento per ogni stazione. I risultati confermano ciò che è stato verificato dai grafici di Figura 3.1, ovvero relazioni tutte positive con entità buone, in quanto variano da un **minimo di 0.688** per la relazione tra Larici con Caprile, ad un **massimo di 0.951** per la relazione tra Larici con Ponte.

	Larici	Ponte	Arabba	P. Pordoi	Caprile	M. Ciapela	P. Falzarego
Larici	1.0	0.951	0.844	0.895	0.688	0.694	0.765
Ponte		1.0	0.858	0.890	0.795	0.764	0.844
Arabba			1.0	0.868	0.873	0.824	0.886
P. Pordoi				1.0	0.750	0.764	0.807
Caprile					1.0	0.883	0.928
M. Ciapela						1.0	0.878
P. Falzarego							1.0

Tabella 9: Matrice delle correlazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento

Sono stati calcolati anche i coefficienti di correlazione per le precipitazioni misurate nelle stagioni 2006-2007-2008 in ogni stazione. I risultati, riportati in Tabella 10, pur essendo comunque tutti positivi, dimostrano una variabilità tra i coefficienti di correlazione più ampia rispetto ai risultati ottenuti per le precipitazioni totali a scala di evento. Infatti, si varia da un **minimo di 0.281** per la relazione tra Ponte con Caprile, ad un **massimo di 0.845** per la relazione tra Larici con Ponte. Se le relazioni tra le precipitazioni a scala di evento assumono per ogni combinazione buoni valori di entità, le stesse combinazioni per le precipitazioni misurate nelle stagioni 2006-2007-2008 assumono le migliori entità solamente se si combinano tra loro le stazioni di Larici, Ponte, Arabba e Passo Pordoi. Quando invece si vuole combinare le precipitazioni misurate nelle stagioni 2006-2007-2008 dalle stazioni di Caprile, Malga Ciapela, Passo Falzarego con le altre quattro stazioni (Larici, Ponte, Arabba, Passo Pordoi), i valori dei coefficienti di correlazione sono più bassi, lasciando immaginare una bassa relazione nei regimi degli afflussi tra i due gruppi di stazioni.

	Larici	Ponte	Arabba	P. Pordoi	Caprile	M. Ciapela	P. Falzarego
Larici	1.0	0.845	0.613	0.756	0.304	0.430	0.378
Ponte		1.0	0.614	0.777	0.281	0.401	0.342
Arabba			1.0	0.584	0.392	0.491	0.485
P. Pordoi				1.0	0.302	0.435	0.363
Caprile					1.0	0.509	0.501
M. Ciapela						1.0	0.485
P. Falzarego							1.0

Tabella 10: Matrice delle correlazioni tra le precipitazioni nel periodo che comprende le stagioni 2006-2007-2008

3.1.2 Analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni: relazione con distanza topografica e quota

Gli eventi individuati durante le stagioni 2006-2007-2008 sono stati suddivisi in due categorie: casi in cui sono state verificate precipitazioni uguali tra le stazioni, casi in cui la precipitazione è stata diversa. Per ottenere queste due categorie, sono state calcolate le differenze percentuali di precipitazione totale, ovvero per ogni evento sono state combinate tra loro le precipitazioni totali di ogni stazione, quindi si è potuto stabilire se lo stesso evento si è manifestato con la stessa cumulata in tutta l'area di studio. Successivamente, i risultati, espressi in termini assoluti, sono stati considerati come casi di uguale precipitazione qualora la differenza percentuale risiedeva in un *range* compreso tra 0% e 5%, in caso contrario sono stati considerati come casi con diversa precipitazione tra le stazioni combinate.

A questo punto per ogni combinazione tra le stazioni è stato possibile conoscere il numero di casi in cui la precipitazione si ritiene sia stata uguale e il numero di casi in cui possono essere ritenute diverse.

Queste due categorie sono state relazionate sia con la distanza planimetrica sia con il dislivello di quota che separano le stazioni. Si vuole precisare che con il termine distanza planimetrica intendiamo la distanza che leggiamo sulla planimetria, ovvero la distanza reale proiettata su un piano, perciò sarà più corta della distanza reale perché non tiene conto del dislivello di quota tra i punti.

In Tabella 11 e in Figura 3.2 si riportano le relazioni tra la distanza planimetrica e i casi di uguale e diversa precipitazione tra le stazioni.

Stazioni di misura	Distanze planimetriche (m)	N° casi di uguale precipitazione		N° casi con diversa precipitazione	
		Valore assoluto	Valore assoluto %	Valore assoluto	Valore assoluto %
Larici - Ponte	303	41	22.2	41	3.2
Larici - P. Pordoi	1570	18	9.7	64	4.9
Ponte - P. Pordoi	1850	10	5.4	64	4.9
Ponte - Arabba	2780	8	4.3	62	4.8
Larici - Arabba	2996	12	6.5	64	4.9
Arabba - P. Pordoi	4500	13	7.0	70	5.4
Caprile - M. Ciapela	6700	7	3.8	57	4.4
Arabba - M.Ciapela	8300	9	4.9	64	4.9
Ponte - M.Ciapela	8600	5	2.7	60	4.6
Larici - M. Ciapela	8700	5	2.7	66	5.1
Caprile - P.Falzarego	8800	3	1.6	63	4.8
P. Pordoi - M.Ciapela	8900	7	3.8	69	5.3
Arabba - P.Falzarego	10300	8	4.3	66	5.1
Arabba - Caprile	11000	6	3.2	57	4.4
Ponte - Caprile	12800	6	3.2	47	3.6
P. Falzarego - M. Ciapela	12800	7	3.8	70	5.4
Larici - Caprile	13000	2	1.1	56	4.3
Ponte - P. Falzarego	13000	2	1.1	65	5.0
Larici - P.Falzarego	13300	2	1.1	69	5.3
P. Pordoi - Caprile	13700	5	2.7	59	4.5
P. Pordoi - P.Falzarego	14700	9	4.9	68	5.2

Tabella 11: Confronto tra distanza planimetrica tra le stazioni e i casi di uguale e diversa precipitazione

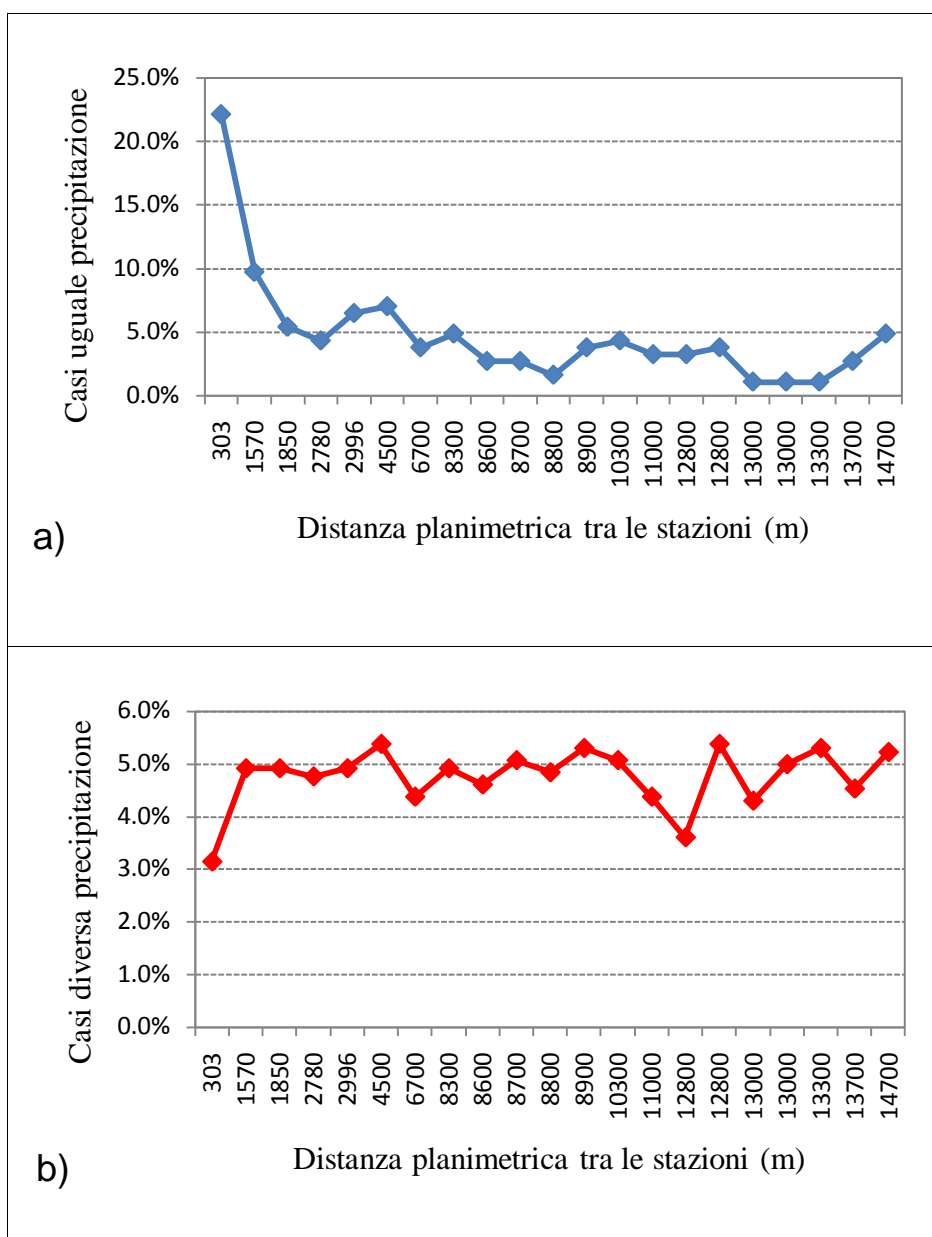


Figura 3.2: Distribuzione dei casi di uguale a) e diversa b) precipitazione con la distanza planimetrica

I risultati in Tabella 11 e la visione dei grafici di Figura 3.2 evidenziano una relazione tendenzialmente inversa tra il numero di casi di uguale precipitazione e la distanza planimetrica tra le stazioni, mentre se si considerano i casi con diversa precipitazione non si osserva nessuna relazione con la distanza e i risultati oscillano tra 3.5% e 5.5%. Risulta evidente la combinazione tra le stazioni di Larici e Ponte, separate tra loro per una distanza di soli 303 m, tra le quali degli 82 eventi che hanno in comune esattamente la metà sono considerati come casi di uguale precipitazione, tuttavia questi 41 eventi pesano per il 22.2%, percentuale notevolmente superiore rispetto alle percentuali calcolate per tutte le altre combinazioni di casi con uguale precipitazione.

Invece considerando i casi con diversa precipitazione, gli altri 41 eventi in comune tra Larici e Ponte pesano in percentuale soltanto il 3.2%, poiché per tutte le combinazioni tra le stazioni i valori ottenuti sono simili. Perciò la probabilità che si verificano casi di uguale precipitazione è maggiore qualora la distanza tra le stazioni è contenuta, tuttavia questa probabilità tende rapidamente a decrescere con l'aumentare della distanza, invece la probabilità che si verifichino casi con diversa precipitazione è analoga a qualsiasi distanza presa in considerazione.

In Tabella 12 e in Figura 3.3 si riportano le relazioni tra il dislivello di quota e i casi di uguale e diversa precipitazione tra le stazioni stesse.

Stazioni di misura	Differenza di quota (m)	N° casi di uguale precipitazione		N° casi con diversa precipitazione	
		Valore assoluto	Valore assoluto %	Valore assoluto	Valore assoluto %
Larici - P.Falzarego	60	2	1.1	69	5.3
P. Pordoi - P.Falzarego	70	9	4.9	68	5.2
Larici - Ponte	85	41	22.2	41	3.2
Larici - P. Pordoi	130	18	9.7	64	4.9
Ponte - P. Falzarego	145	2	1.1	65	5.0
Arabba - M.Ciapela	170	9	4.9	64	4.9
Ponte - P. Pordoi	215	10	5.4	64	4.9
Ponte - Arabba	300	8	4.3	62	4.8
Larici - Arabba	385	12	6.5	64	4.9
Arabba - P.Falzarego	445	8	4.3	66	5.1
Ponte - M.Ciapela	470	5	2.7	60	4.6
Caprile - M. Ciapela	470	7	3.8	57	4.4
Arabba - P. Pordoi	515	13	7.0	70	5.4
Larici - M. Ciapela	555	5	2.7	66	5.1
P. Falzarego - M. Ciapela	615	7	3.8	70	5.4
Arabba - Caprile	640	6	3.2	57	4.4
P. Pordoi - M.Ciapela	685	7	3.8	69	5.3
Ponte - Caprile	940	6	3.2	47	3.6
Larici - Caprile	1025	2	1.1	56	4.3
Caprile - P.Falzarego	1085	3	1.6	63	4.8
P. Pordoi - Caprile	1155	5	2.7	59	4.5

Tabella 12: Confronto tra la differenza di quota tra le stazioni e i casi di uguale e diversa precipitazione

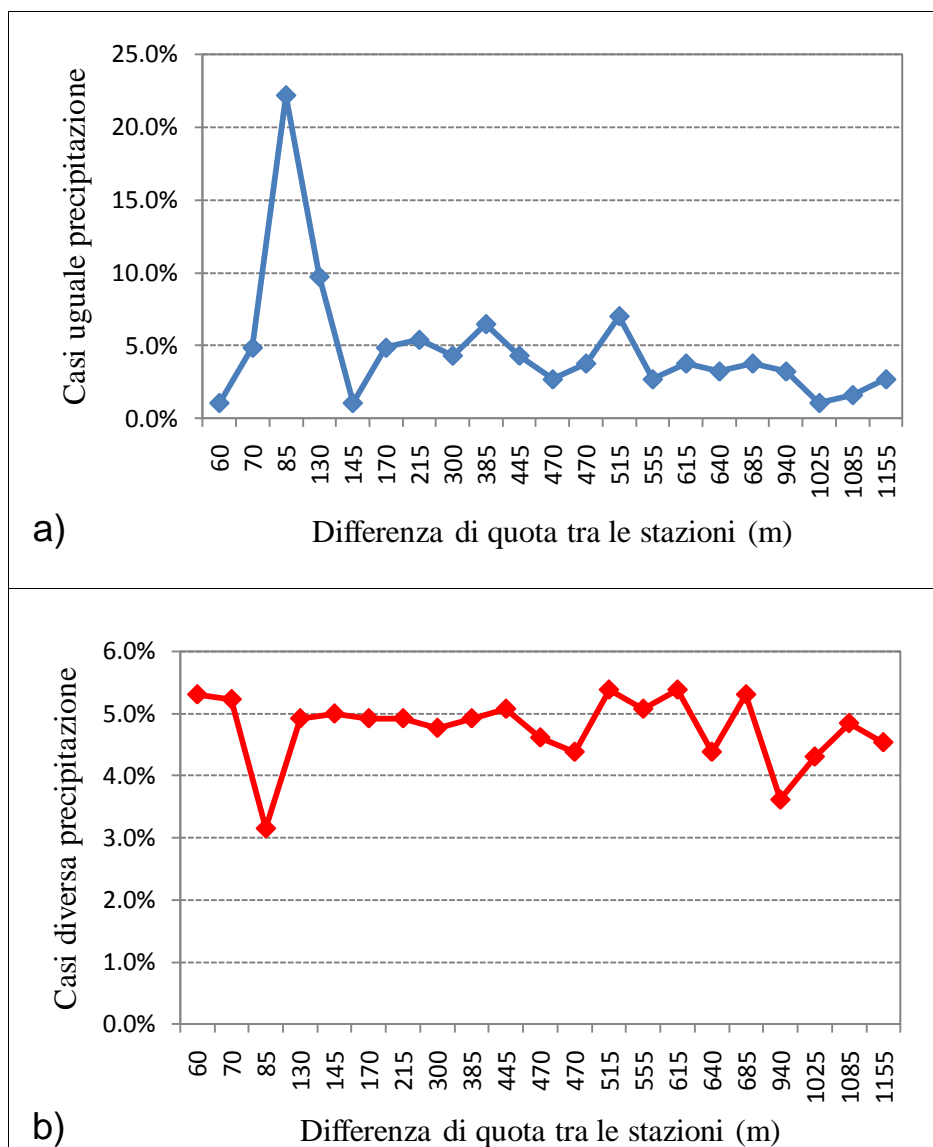


Figura 3.3: Distribuzione dei casi di uguale a) e diversa b) precipitazione con la differenza di quota

Dai risultati in Tabella 12 e dalla visione dei grafici di Figura 3.3 non si osserva nessuna relazione tra dislivello di quota né con i casi di uguale né con i casi di diversa precipitazione, in quanto le percentuali si mantengono tutte simili e piuttosto basse per qualsiasi combinazione. Soltanto la combinazione tra Larici e Ponte, separate tra loro per un dislivello di 85 m, risulta essere quella in cui si è verificato la maggiore percentuale di casi con uguale precipitazione e allo stesso tempo la minore percentuale di casi con diversa precipitazione. Tuttavia tale combinazione è preceduta e seguita da altre combinazioni tra stazioni che, pur avendo dislivelli poco diversi rispetto a quello esistente tra Larici e Ponte, sono però caratterizzati da percentuali di casi con uguale precipitazione ben inferiori e da percentuali di casi con diversa precipitazione superiori.

Perciò la maggiore percentuale di casi con uguale precipitazione si è verificata tra due stazioni, Larici e Ponte, caratterizzate dall'aver la minore distanza planimetrica e dislivello di quota tra i più contenuti ma non il più basso. Ciò lascia ritenere che la distanza planimetrica abbia una influenza maggiore rispetto al dislivello di quota nel verificarsi casi di uguale precipitazione tra le stazioni esaminate.

Non possiamo però non tenere conto dell'influenza che l'orografia esercita sulla distribuzione delle precipitazioni, tuttavia in questa sede non è stata considerata.

3.1.3 Interpolazione delle precipitazioni con il metodo dei topoi (o poligoni di Thiessen)

I risultati ottenuti dalle analisi delle precipitazioni misurate nelle singole stazioni di misura evidenziano la notevole variabilità pluviometrica che caratterizza i bacini, variabilità che è sia temporale che spaziale.

Tuttavia, la misura delle precipitazioni è di tipo puntuale, ossia è riferita al punto in cui è posizionato lo strumento di misura. E' necessario però, per una maggiore chiarezza dell'informazione idrologica, definire l'area di competenza di ogni stazione di misura, determinando, quindi, quella che viene definita altezza di pioggia ragguagliata all'area.

Perciò, si è ritenuto opportuno procedere ad una interpolazione dei dati di precipitazione raccolti nelle stazioni di misura attraverso il metodo dei topoi (o poligoni di Thiessen).

Questo metodo consiste nell'individuare delle aree circostanti le stazioni di misura, alle quali aree viene assegnato come valore di precipitazione quello misurato nella stazione che ricade in esse.

Per individuare queste aree (detti poligoni di Thiessen) si uniscono i punti in cui è nota l'altezza di pioggia, formando così dei triangoli; per i lati di ciascun triangolo si tracciano le perpendicolari nei punti medi, i punti d'incontro di dette perpendicolari costituiscono i vertici dei poligoni di Thiessen.

Di ogni poligono individuato viene assegnato il proprio peso (o ponderatore) applicando la seguente equazione generale dei ponderatori:

$$\lambda_{i,s} = \frac{S_i}{S} \quad (3.1)$$

Dove: S_i rappresenta l'area di influenza della stazione, ovvero l'estensione del poligono; S rappresenta invece l'intera regione di studio, ovvero il bacino.

Per verifica, la somma dei ponderatori di ciascun poligono deve essere pari a 1.

L'altezza di pioggia ragguagliata all'area del poligono è pari al prodotto tra la precipitazione misurata nella stazione del poligono di appartenenza e il proprio peso.

In Figura 3.4 si riporta la carta dei topoi ottenuta interpolando le sette le stazioni di misura prese in esame, quindi è stata ritagliata nell'area del bacino del Cordevole in prossimità alla sezione di chiusura di Saviner. Se i poligoni di Thiessen delle stazioni di Passo Falzarego, Caprile, Malga Ciapela, e Arabba coprono la maggior parte del bacino del Cordevole a Saviner, quindi sono stazioni di misura importanti per rappresentare gli afflussi in questo bacino, ciò non è

altrettanto vero qualora si voglia considerare il regime degli afflussi nel bacino del Cordevole chiuso a La Vizza, il cui perimetro è evidenziato dal colore blu (Figura 3.4), quindi anche per i sottobacini Ponte e Larici evidenziati dai perimetri di colore rosso e verde.

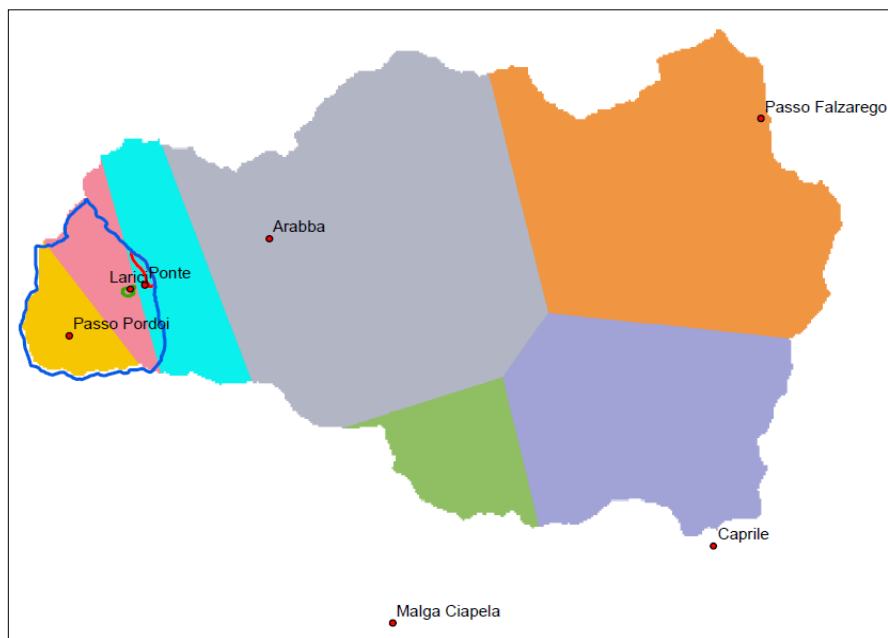


Figura 3.4: Carta dei topoieti ritagliata lungo il perimetro del bacino del Cordevole a Saviner

In Figura 3.5 si mostra la carta dei topoieti ritagliata lungo il bacino del Cordevole chiuso a La Vizza, per la quale si fanno affidamento a tre poligoni di Thiessen, rispettivamente delle stazioni di misura di Passo Pordoi, Larici e Ponte.

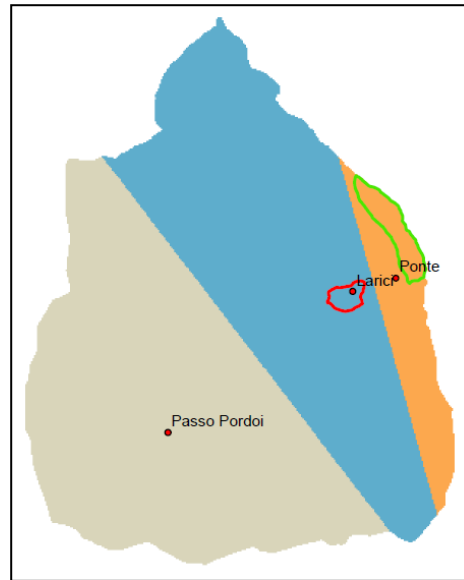


Figura 3.5: Carta dei topoietai ritagliata lungo il perimetro del bacino del Cordevole a La Vizza

Dalla Tabella 13, che riporta i valori dei ponderatori relativi ai tre poligoni presenti nel bacino del Cordevole a La Vizza, e dalla Figura 3.5 si può notare che i poligoni relativi alle stazioni di Passo Pordoi e Larici hanno estensione simile e loro insieme costituiscono quasi l'intera area del bacino, stando a dimostrare che la precipitazione misurata a Passo Pordoi e a Larici rappresenta il regime degli afflussi per l'intero bacino del Cordevole a La Vizza in misura maggiore rispetto alla stazione di Ponte.

STAZIONE	PONDERATORE
Passo Pordoi	0.490
Larici	0.427
Ponte	0.083

Tabella 13: Ponderatori per i poligoni di Thiessen ritagliati lungo il perimetro del bacino Cordevole a La Vizza

La precipitazione è stata quindi ragguagliata all'area usando tali ponderatori e la precipitazione media areale è stata utilizzata per le successive analisi comparative.

3.2 Relazioni afflussi-deflussi

Durante una precipitazione piovosa di notevole intensità, la quantità d'acqua che cade al suolo in un qualsiasi bacino può superare abbondantemente quella che contemporaneamente si perde per evapotraspirazione nell'atmosfera o per infiltrazione nel sottosuolo, quindi provocare un progressivo incremento dei livelli idrici nella rete idrografica.

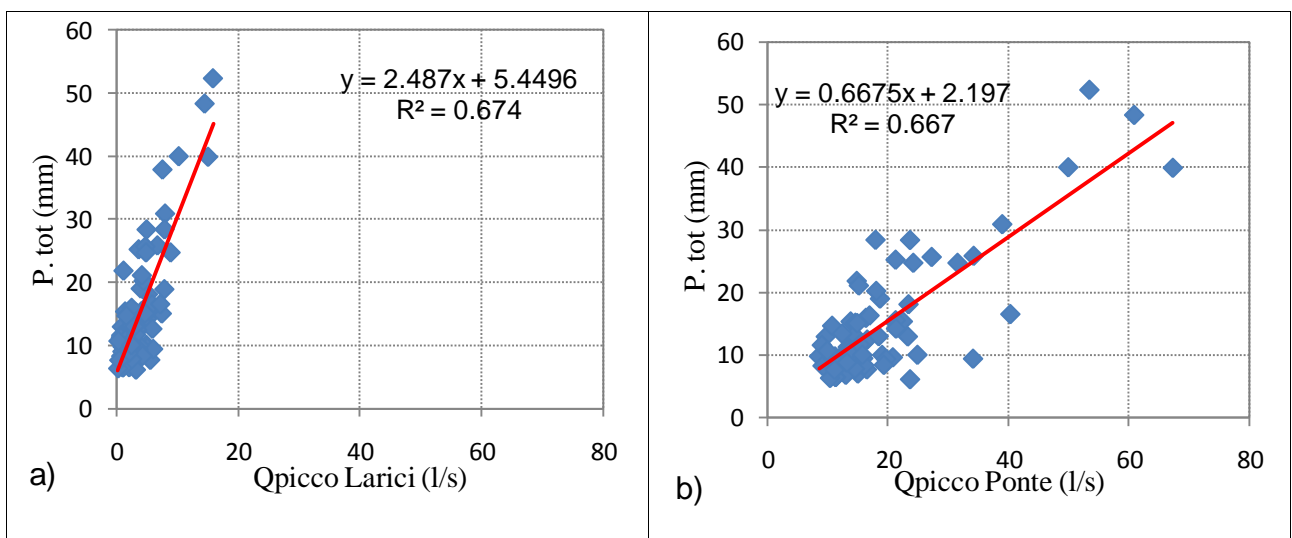
Il meccanismo con cui gli afflussi si trasformano in deflussi è del tutto differente per quelle componenti che raggiungono rapidamente in corso d'acqua e per la componente sotterranea che è più lenta.

Salvo situazioni molto particolari, la componente superficiale dei deflussi è più importante delle due, pertanto i modelli matematici di uso più corrente prendono in considerazione la sola componente superficiale dell'onda di piena.

L'idrogramma di piena è caratterizzato da un ramo ascendente, dovuto alla formazione dei deflussi, da un colmo, che rappresenta la portata massima passante, e da un ramo discendente, che identifica l'esaurirsi dell'evento di piena.

Utilizzando i dati a disposizione degli afflussi e deflussi, si è cercato di capire come varia la risposta idrometrica al variare della scala spaziale dei tre bacini analizzati, focalizzando l'attenzione sulla relazione tra quantità di afflusso e valori del picco di portata, deflussi totali, infine la relazione tra durata di precipitazione e deflussi totali.

In Figura 3.6 si riportano i grafici relativi alle combinazioni effettuate tra le precipitazioni totali e i valori al picco di portata misurati durante gli eventi relativi ai tre bacini in esame.



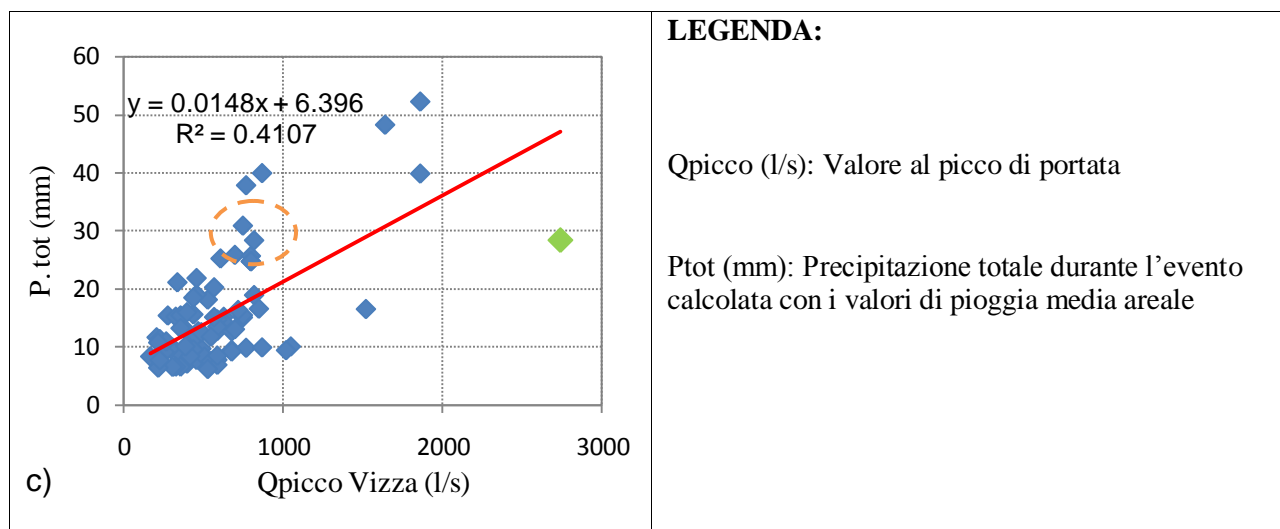


Figura 3.6: Relazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento e valori al picco di portata nei tre bacini

Dall'osservazione dei grafici di Figura 3.6 si può notare che le pendenze delle rette interpolatrici tra i punti si riducono passando dal bacino Larici a scala spaziale minore fino al bacino Cordevole a La Vizza di scala maggiore. Per cui si ritiene che l'incremento nella relazione tra precipitazione totale a scala di evento e valori al picco di portata è inversamente proporzionale all'estensione del bacino, quindi a fronte di uno stesso intervallo di precipitazione totale, bacini piccoli come il Larice o Ponte presentano elevati incrementi, mentre il bacino del Cordevole a La Vizza, di scala spaziale maggiore, ha incrementi minori.

La maggiore dispersione dei punti nel grafico c) di Figura 3.6, confermata anche dal valore di R^2 inferiore rispetto agli altri due grafici, dimostra che a parità di intensità di precipitazione il bacino Cordevole a La Vizza può rispondere con valori al picco molto diversi. È stato rintracciato l'evento rappresentato nel grafico c) di Figura 3.6 dal punto di color verde, caratterizzato da un picco di portata molto elevato a fronte di una intensità di precipitazione non tra le maggiori e simile alle intensità di pioggia degli eventi raccolti dal cerchio di color arancione, per i quali i valori al picco di portata sono molto inferiori. L'evento rappresentato nel grafico dal punto verde è un esempio in cui l'intensità massima degli afflussi è stata molto alta, ovvero in soli quindici minuti è precipitato quasi l'intero afflusso, per cui il bacino Cordevole a La Vizza presenta un idrogramma di piena concentrato nel tempo e con un valore al picco di portata molto alto. Perciò l'incremento nei valori di portata per il bacino del Cordevole a La Vizza sembra sia condizionato anche dal regime degli afflussi che si verifica durante l'evento piovoso.

In Figura 3.7 si riportano i grafici relativi alle combinazioni effettuate tra le precipitazioni totali e i deflussi totali calcolati durante gli eventi relativi ai tre bacini in esame.

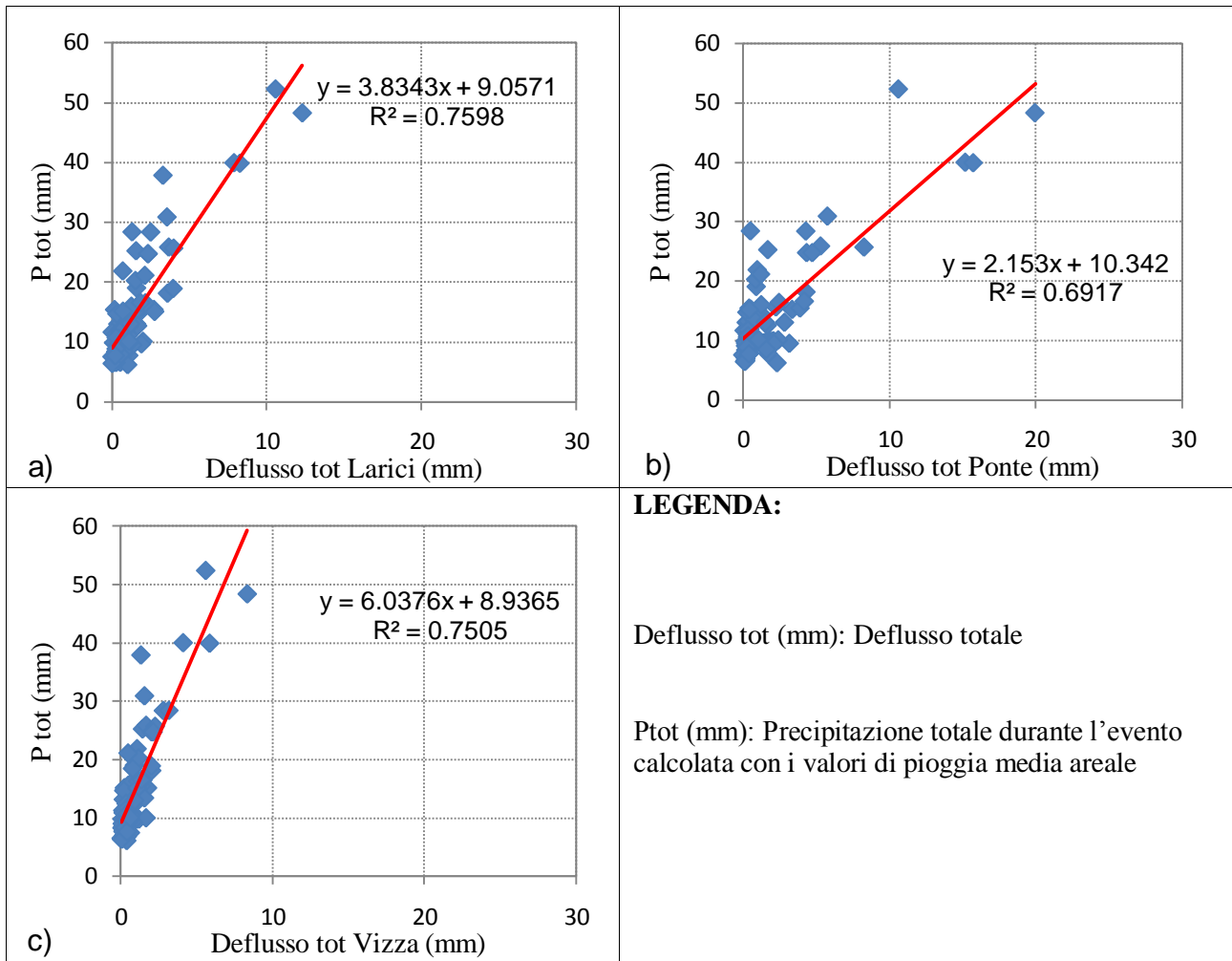


Figura 3.7: Relazioni tra le precipitazioni totali a scala di evento e i deflussi totali nei tre bacini

Dall'osservazione dei grafici di Figura 3.7 si può notare che i valori massimi del deflusso totale raggiunti dai tre bacini sono diversi, come anche le rette interpolatrici tra i punti presentano pendenze differenti.

Il più piccolo dei tre bacini, il Larici, raggiunge un valore massimo del deflusso totale intermedio rispetto a quelli raggiunti dagli altri due bacini e si attesta intorno a 12 mm, come anche la pendenza della retta interpolatrice assume un valore intermedio (vedi grafico a) della Figura 3.7).

Il bacino Ponte è caratterizzato da valori del deflusso totale più elevati il cui massimo si attesta intorno a 20 mm e pendenza minore della retta interpolatrice (vedi grafico b) della Figura 3.7).

Il più grande dei tre bacini, il Cordevole a La Vizza, è caratterizzato da valori del deflusso totale minori rispetto agli altri due bacini il cui valore massimo non supera gli 8.3 mm, tuttavia la pendenza della retta interpolatrice è maggiore (vedi grafico c) della Figura 3.7).

Si ritiene che all'aumentare della dimensione spaziale del bacino il deflusso totale tenda a diminuire, mentre esiste una proporzionalità diretta tra estensione del bacino e incremento nella relazione tra precipitazione totale a scala di evento e deflusso totale.

Il comportamento del bacino Ponte si ritiene invece sia dominato da suoli sottili nella parte alta del bacino che favoriscono elevati deflussi e che ne condiziona il regime dei deflussi in maniera maggiore rispetto agli altri due bacini. Tale affermazione è supportata dai risultati ottenuti da altre analisi che riportiamo più avanti nel seguente testo.

In Tabella 14 si riportano il numero di eventi di precipitazione raccolti per intervallo temporale di durata dell'evento, inoltre si vuole evidenziare la distribuzione percentuale degli eventi.

Numero eventi	Fascia temporale (minuti)		Distribuzione % degli eventi
5	1	100	6.3
10	101	200	12.7
17	201	300	21.5
11	301	400	13.9
16	401	500	20.3
3	501	600	3.8
5	601	700	6.3
3	701	800	3.8
1	801	900	1.3
3	901	1000	3.8
3	1001	1100	3.8
0	1101	1200	0.0
1	1201	1300	1.3
0	1301	1400	0.0
1	1401	1500	1.3

Tabella 14: Numero eventi per intervallo temporale della durata di precipitazione

La durata di precipitazione degli eventi piovosi individuati variano da un minimo di 30 ad un massimo di 1500 minuti, tuttavia circa il 68 % degli eventi sono compresi in durate che variano da 101 a 500 minuti, mentre sono molti rari gli eventi superiori ai 1100 minuti.

In Figura 3.8 si riportano i grafici relativi alle combinazioni effettuate tra i deflussi totali e le durate di precipitazione calcolate per gli eventi relativi ai tre bacini in esame.

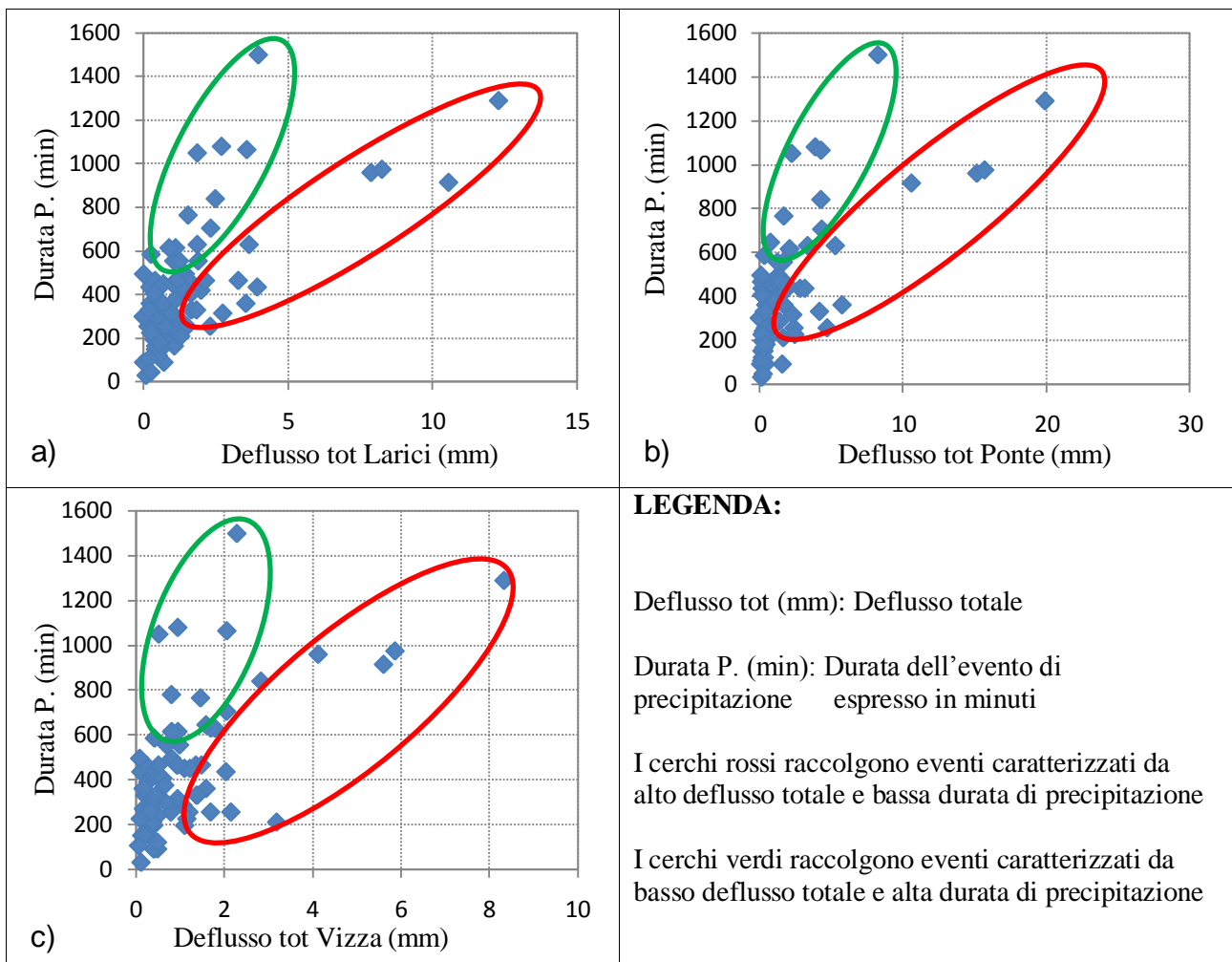


Figura 3.8: Relazioni tra i deflussi totali e la durata delle precipitazioni a scala di evento nei tre bacini

Confrontando i grafici della Figura 3.8 si può notare che l'aspetto comune a tutti e tre i bacini è una distribuzione dei punti che porta alla formazione di una biforcazione, ovvero qualora le durate di precipitazione sono inferiori a circa 600 minuti i dati di deflusso totale sono molto bassi e si ha una regione con valori tutti concentrati, tuttavia da essa partono due rami tra loro distinti.

Il primo ramo, evidenziato nei grafici di Figura 3.8 da insiemi di color rosso, sembra sia caratteristico per eventi di precipitazione di tipo temporalesco, in quanto rappresenta eventi ad alto deflusso totale e bassa durata di precipitazione. Il secondo ramo, evidenziato negli stessi grafici da insiemi di color verde, sembra invece sia caratteristico per eventi di tipo stratiforme, in quanto rappresenta eventi a basso deflusso totale e alta durata di precipitazione.

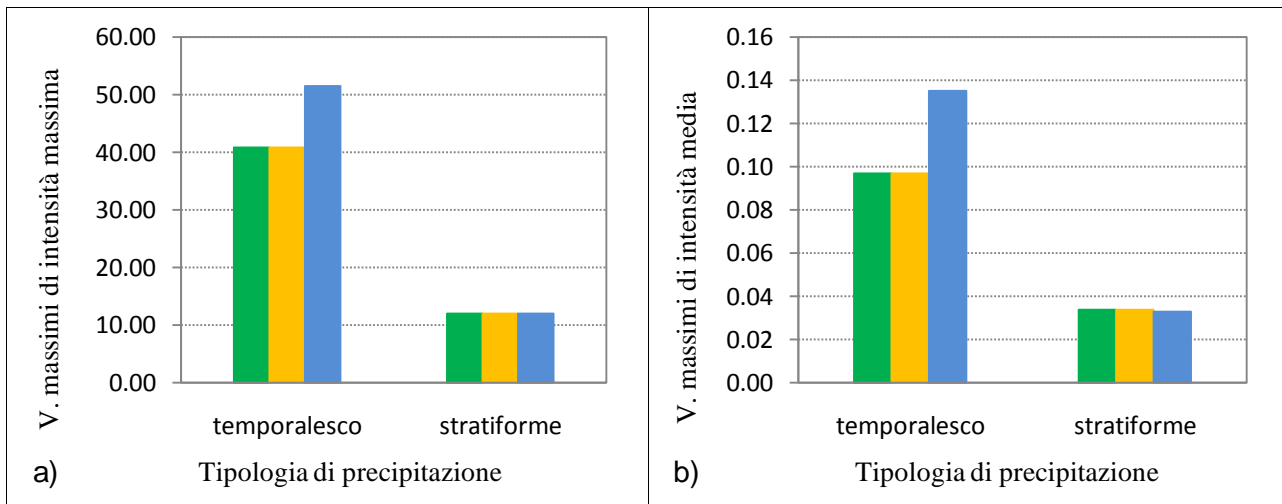
Si è voluto analizzare gli eventi che formano questo doppio andamento e per essi sono state raccolte informazioni relative all'intensità media e massima degli afflussi. Si ricorda che con il termine intensità media di precipitazione si intende il rapporto tra la cumulata di precipitazione e

la durata dell'evento, invece con il termine intensità massima si intende il valore massimo di intensità registrato in un determinato istante (pari a 15 minuti) durante l'evento stesso. Sono stati determinati quindi i valori massimi minimi e medi di intensità massima e media e, dalla Tabella 15 che raccoglie tali risultati, si può notare che si tratta di due tipologie di evento ben distinte tra loro.

TIPOLOGIA EVENTO	VALORE	Larici		Ponte		Vizza	
		Intensità massima	Intensità media	Intensità massima	Intensità media	Intensità massima	Intensità media
“Temporalesco”	Media	3.73	0.06	4.17	0.06	4.83	0.06
“Temporalesco”	Massimo	40.89	0.10	40.89	0.10	51.51	0.14
“Temporalesco”	Minimo	6.91	0.04	8.67	0.04	8.18	0.04
“Stratiforme”	Media	2.03	0.02	2.13	0.02	2.08	0.02
“Stratiforme”	Massimo	12.05	0.03	12.05	0.03	12.02	0.03
“Stratiforme”	Minimo	3.92	0.01	4.92	0.01	4.65	0.01

Tabella 15: Valori medi massimi e minimi di intensità massima e media per una serie di eventi estrapolati per le loro caratteristiche tipologiche

Dai grafici di Figura 3.9 risulta evidente come la tipologia di evento di tipo temporalesco presenti valori medi massimi e minimi maggiori rispetto a quelli per la tipologia di tipo stratiforme.



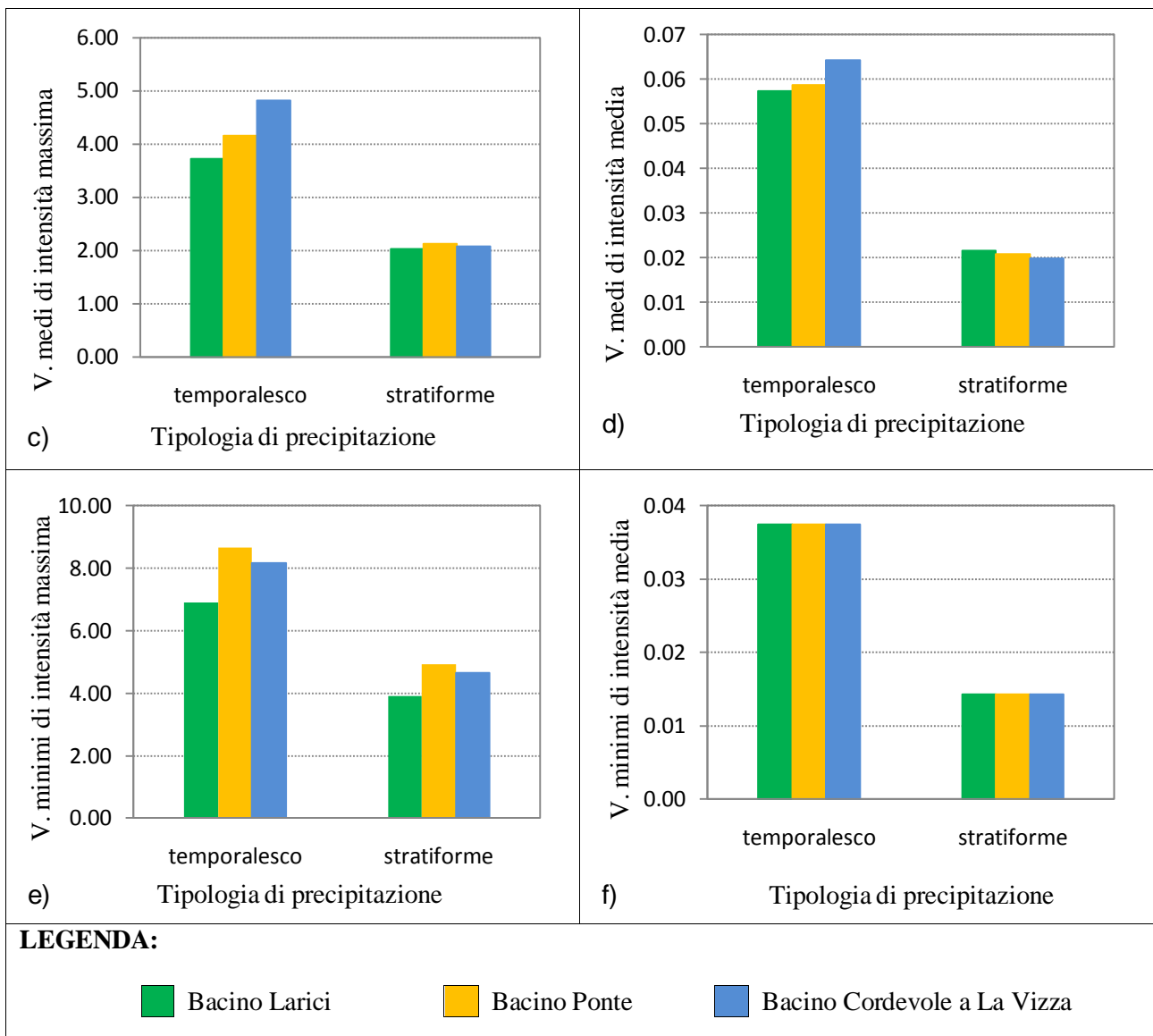


Figura 3.9: Confronto dei valori massimi minimi e medi di intensità massima e media nei tre bacini

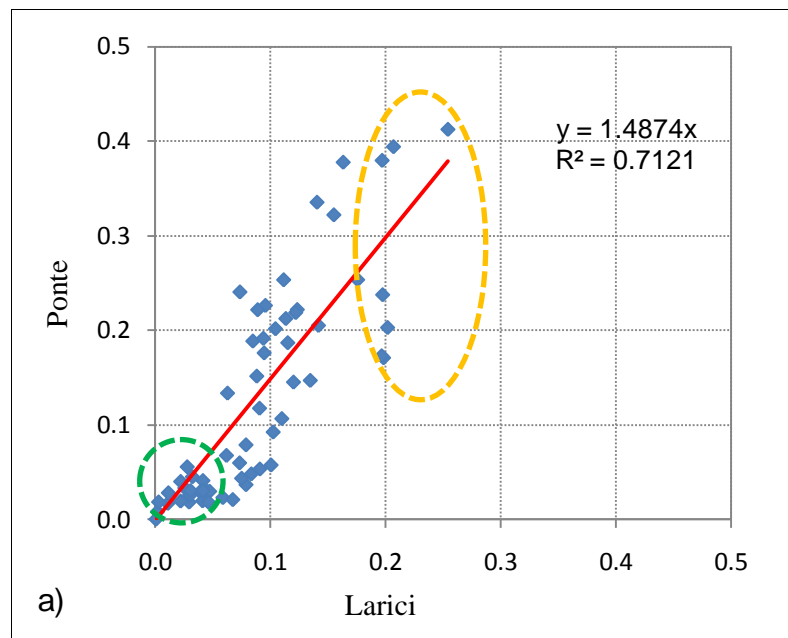
Le maggiori differenze si hanno tra i valori massimi sia di intensità massima sia di intensità media (vedi grafici a) e b) di Figura 3.9), invece le differenze sono minori se si considerano i valori medi (vedi grafici c) e d) di Figura 3.9) e soprattutto quelli minimi (vedi grafici e) e f) di Figura 3.9).

Dal momento che gli eventi estrapolati dai grafici di Figura 3.8 fanno parte di due tipologie ben distinte tra loro, se ne deduce quindi che i bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza rispondono con deflussi totali alti quando si verificano eventi di tipo temporalesco, ovvero eventi a breve durata caratterizzati da alta intensità massima e media, rispondono invece con deflussi totali bassi quando si verificano eventi di tipo stratiforme, ovvero eventi a lunga durata caratterizzati da intensità massima e media più modesta.

3.3 Relazioni tra i coefficienti di deflusso e analisi delle aree riparie

Si definisce coefficiente di deflusso il rapporto tra il deflusso attraverso la sezione di chiusura di un bacino in un dato intervallo di tempo e l'afflusso meteorico allo stesso bacino durante il medesimo intervallo. Il coefficiente di deflusso tiene conto globalmente di tutti i fenomeni responsabili della perdita di volumi d'acqua ai fini della formazione del deflusso, e risulta una quantità sostanzialmente stabile, per un assegnato bacino idrografico, se riferito ad intervalli di tempo multipli dell'anno idrologico. La variabilità, nel corso dell'anno e ancora di più su intervalli di tempo più brevi, dell'entità delle perdite, fa sì che, al contrario, il coefficiente di deflusso riferito ad intervalli di tempo più brevi (ad es. un mese) non sia costante per un assegnato bacino.

In Figura 3.10 si riportano i grafici relativi alle combinazioni effettuate tra i coefficienti di deflusso calcolati per ogni bacino per gli eventi piovosi che si sono verificati durante il periodo che comprende le stagioni 2006-2007-2008.



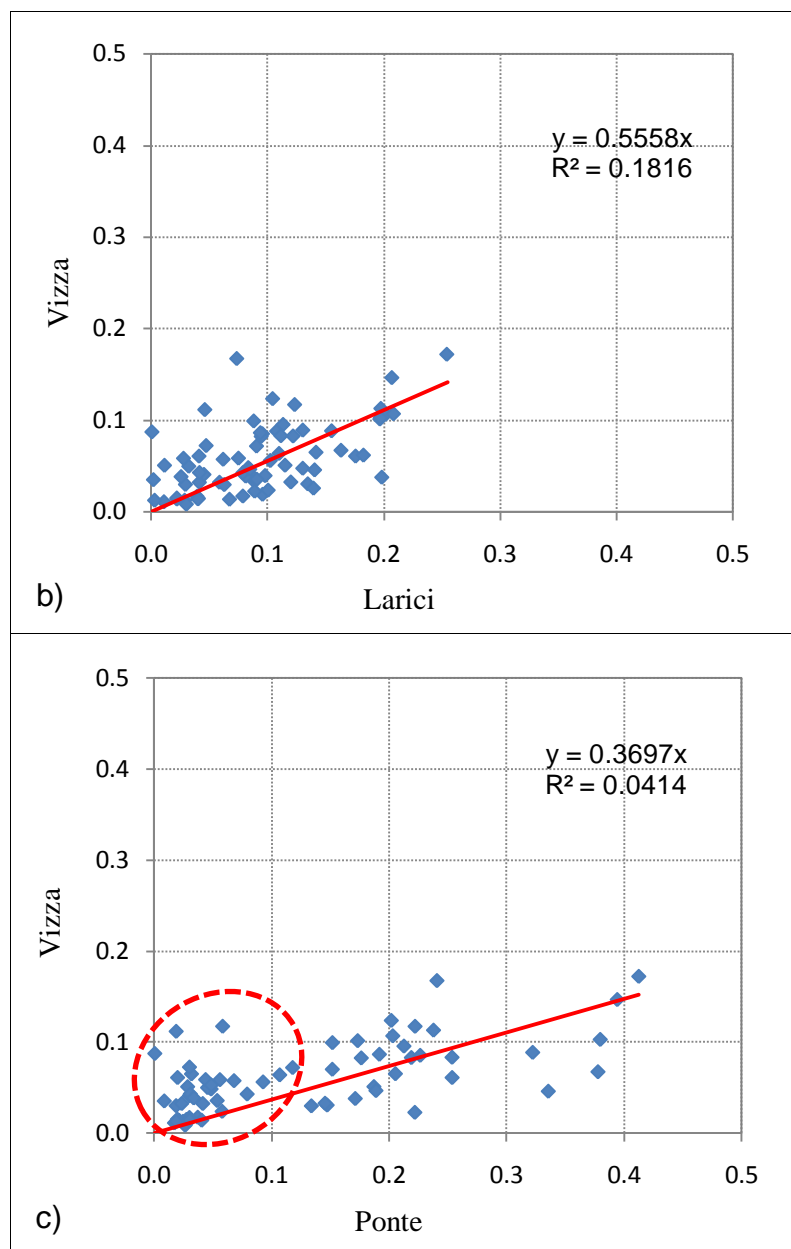


Figura 3.10: Relazioni tra i coefficienti di deflusso nei tre bacini

Mentre tutti e tre i bacini possono avere coefficienti di deflusso molto bassi e prossimi a 0, quelli relativi al bacino Ponte si distribuiscono fino a valori di circa 0.4, il bacino Larici non supera valori di circa 0.3, invece il bacino Cordevole a La Vizza presenta un intervallo di distribuzione dei coefficienti di deflusso più modesto, non superando valori di 0.20. Osservando i grafici della Figura 3.10 si evince come all'aumentare dei valori del coefficiente di deflusso per il bacino Larici aumentino rapidamente anche quelli per il bacino Ponte. Tale affinità non si osserva qualora si voglia relazionare i coefficienti di deflusso dei bacini Larici e Ponte con quelli del bacino Cordevole a La Vizza. Difatti le rette interpolatrici dei punti e passanti per l'origine degli

assi hanno pendenza maggiore (vedi grafico a) della Figura 3.10) per la relazione tra i coefficienti di deflusso tra Larici e Ponte, mentre le pendenze di tali rette per le relazioni tra i bacini Larici e Ponte con il Bacino Cordevole a La Vizza sono minori (vedi grafici b) e c) della Figura 3.10).

È interessante notare che dal grafico a) della Figura 3.10 relativa alla relazione tra i coefficienti di deflusso tra Larici e Ponte esiste una regione di punti minori di 0.07 ed evidenziati dall'anello di color verde per i quali i punti sono quasi completamente concentrati sotto la retta interpolatrice e passante per l'origine degli assi. Tale osservazione dimostra che per valori del coefficiente di deflusso minori di 0.07 essi tendono ad essere maggiori per il bacino del Larici rispetto a quelli calcolati per il bacino Ponte. Nello stesso grafico a) di Figura 3.10 si può osservare che per valori del coefficiente di deflusso del bacino Larici di 0.20 gli stessi coefficienti per il bacino Ponte variano da 0.17 a 0.38. Qualora invece i coefficienti di deflusso per il bacino Larici sono maggiori a 0.20, gli stessi sono disposti al di sopra della retta interpolatrice, come si può notare dall'anello di color arancione. Quindi i casi in cui i valori del coefficiente di deflusso sono maggiori di 0.20, essi sono sempre maggiori per il bacino Ponte rispetto a quelli calcolati per il bacino Larici.

Nel grafico c) della Figura 3.10 relativa alla relazione tra i coefficienti di deflusso tra Ponte e Cordevole a La Vizza esiste una regione di punti, evidenziati dall'anello di color rosso, per i quali essi sono maggiormente concentrati rispetto a quelli ottenuti per coefficienti di deflusso maggiori ed esterni alla regione evidenziata in rosso. Tale osservazione dimostra che per valori del coefficiente di deflusso minori di 0.12 la variazione tra i valori minimi e massimi è piuttosto contenuta e simile per entrambi i bacini, tuttavia per valori esterni alla regione individuata dall'anello rosso, a parità di coefficiente di deflusso calcolato per il bacino Ponte, quelli calcolati per il bacino Cordevole a La Vizza tendono ad avere una maggiore variabilità.

I coefficienti R^2 delle rette interpolatrici tra i coefficienti di deflusso sono bassi per le relazioni tra Cordevole a La Vizza sia con Larici sia con Ponte, stando a dimostrare che l'entità di correlazione tra i due piccoli bacini con il bacino del Cordevole a La Vizza è piuttosto scarsa.

È stata eseguita un'analisi attraverso la funzione di distribuzione *Beta*, allo scopo di verificare a livello grafico se i dati dei coefficienti di deflusso calcolati per i tre bacini seguono questa distribuzione di frequenza. Questa funzione densità di probabilità della variabile stocastica C (ovvero lo spazio campionario $0 \leq C \leq 1$) è dettata dalla seguente espressione:

$$f_C(c) = \frac{1}{B(u, v)} c^{u-1} (1-c)^{v-1} \quad (3.2)$$

dove U e V sono parametri, e $B(u, v)$ è la funzione Beta.

È stato applicato il metodo dei momenti per stimare i parametri u e v della distribuzione *Beta* al campione di coefficienti di deflusso. Le funzioni di distribuzione dei coefficienti di deflusso relativi ai tre bacini sono riportati in Figura 3.11 e i rispettivi parametri nella Tabella 16.

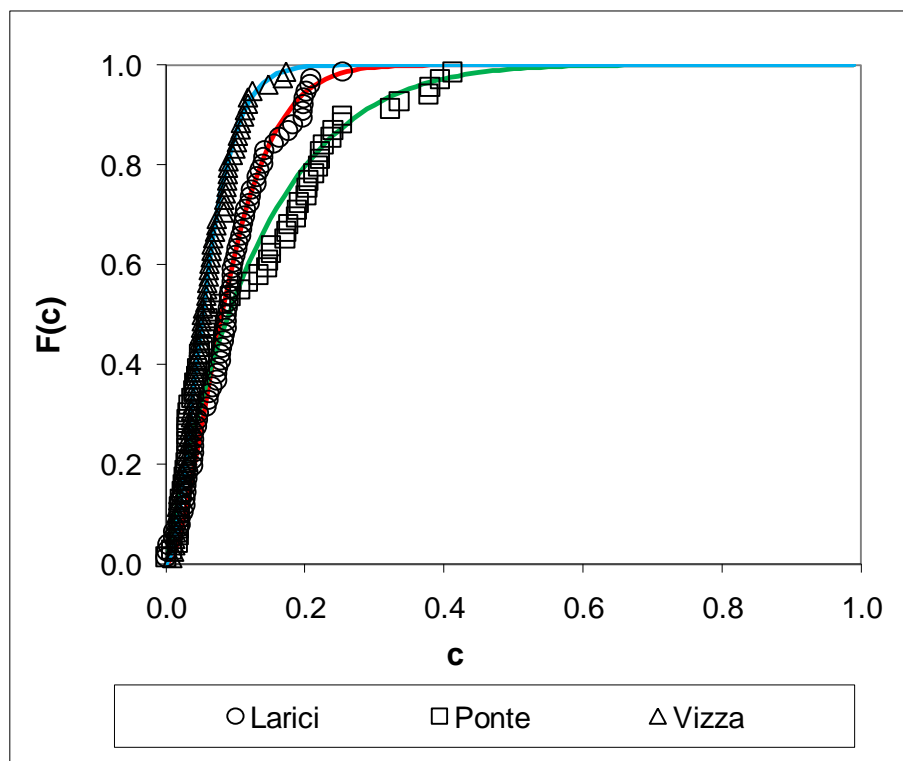


Figura 3.11: Distribuzione di frequenza dei coefficienti di deflusso calcolati per i bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza

Bacini	u	v	media	varianza
Larici	2.154	21.211	0.09	0.00
Ponte	0.949	6.828	0.12	0.01
Cordevole a La Vizza	2.387	37.398	0.06	0.00

Tabella 16: Parametri u e v della distribuzione *Beta* per il campione di coefficienti di deflusso

Dalla Figura 3.11 si può notare che i coefficienti di deflusso calcolati per il bacino Ponte, rispetto a quelli calcolati per gli altri due bacini, sono quelli che si distribuiscono meno accuratamente lungo la propria curva teorica di distribuzione *Beta*, mentre i coefficienti di deflusso calcolati per il bacino del Cordevole a La Vizza si distribuiscono più accuratamente. Quindi la probabilità per la quale si può avere una distribuzione di frequenza dei coefficienti di deflusso lungo una funzione *Beta* tende a diminuire tra quelli calcolati per il bacino Cordevole a La Vizza, verso quelli per i bacini Larici e Ponte.

A questo punto, considerati i valori dei coefficienti di deflusso calcolati nei tre bacini e le relazioni che intercorrono tra essi, è stato effettuato un'analisi allo scopo di motivare i valori dei coefficienti di deflusso più alti per il bacino del Ponte. Infatti, i coefficienti di deflusso decrescono da quelli calcolati per il bacino del Larici (a superficie minore: 0.033 km²), verso quelli calcolati per il bacino Cordevole a La Vizza (a superficie maggiore: 7.9 km²), ad eccezione del bacino del Ponte (a superficie intermedia: 0.12 km²) che ha valori più alti rispetto agli altri due bacini. Si ritiene che la percentuale di area ripariale di ciascun bacino possa condizionare i valori dei coefficienti di deflusso.

Esistono molte definizioni di area ripariale anche per il fatto che sono molte le funzioni che questa striscia di terreno tra il canale e l'area di versante è in grado di assolvere. Di fatto si tratta di una zona di transizione o ecotono tra ambienti terrestri e acquatici in grado di ospitare comunità floreali e faunistiche estremamente diverse in relazione alla struttura a mosaico dei loro habitat, che cambiano continuamente in risposta ai flussi di acqua variabile sopra e sotto terra. Le caratteristiche del suolo nelle zone ripariali riflettono una maggiore umidità del suolo rispetto alle aree limitrofe e prolungati periodi di saturazione, per cui le zone ripariali rappresentano una fonte immediata delle acque sotterranee che contribuiscono ai flussi del deflusso di base. Una tra le principali funzioni delle fasce ripariali è la capacità di intercettare e trattenere sostanze nutritive che scorre sotto la superficie oltre che rimuovere gli inquinanti che dalle acque sotterranee sono in rotta verso i corpi idrici.

L'analisi effettuata prevede il calcolo per ogni bacino (Larici, Ponte, Cordevole a La Vizza) della percentuale di superficie con pendenza al di sotto di una certa soglia, quindi distinguere l'area di versante da l'area sub pianeggiante. Sono state utilizzate le soglie di 10°,12°,15°, tuttavia, da questa analisi, usando le soglie di 10° e 12° si nota un gradiente nel valore di percentuale di area con bassa pendenza tra i tre bacini che può spiegare l'andamento dei valori di coefficienti di deflusso.

Si vuole evidenziare che attraverso il calcolo della superficie con pendenza al di sotto della soglia di 12° si ottiene soltanto una stima della superficie ripariale, difatti con questo approccio si individuano anche delle fasce areali che pur non essendo ripariali sono in grado di immagazzinare acqua durante l'evento di pioggia.

Successivamente sono stati relazionati i valori medi dei coefficienti di deflusso per ogni bacino con le rispettive percentuali di superficie con pendenza al di sotto della soglia di 10° e 12°, quindi i valori ottenuti si riportano nella seguente Tabella 17. Si fa presente che la percentuale di

superficie con pendenza al di sotto di una certa soglia è stata calcolata come rapporto percentuale di area al di sotto della soglia stabilita con la superficie del bacino.

Bacino	Valore medio dei coefficienti di deflusso	Percentuale di area ripariale (soglia 10°)	Percentuale di area ripariale (soglia 12°)
Larici	0.09	4.7%	6.2%
Ponte	0.12	1.8%	3.6%
Cordevole a La Vizza	0.06	5.1%	9.5%

Tabella 17: Confronto tra i valori medi dei coefficienti di deflusso per ogni bacino con le rispettive percentuali di superficie ripariale.

Da questa analisi, usando le soglie di 10° e 12°, si nota un gradiente nel valore percentuale di area con bassa pendenza tra i tre bacini che può spiegare l'andamento dei valori di coefficienti di deflusso. Infatti, mentre i valori medi dei coefficienti di deflusso decrescono dal bacino Larici verso il bacino del Cordevole a La Vizza, ad eccezione del bacino Ponte che ha valori più alti, l'area con lievi pendenze, invece, aumenta dal bacino Larici verso il bacino Cordevole a La Vizza, ad eccezione del bacino Ponte che presenta il valore più basso.

Per cui si ritiene che all'aumentare del valore percentuale di area con bassa pendenza si ha una diminuzione dei coefficienti di deflusso. Lo stesso concetto, se visto da un altro punto di vista, evidenzia quanto maggiore è l'area di versante, tanto maggiore è il deflusso totale, quindi maggiore e anche il valore del coefficiente di deflusso. Perciò il bacino del Ponte, pur avendo una estensione maggiore rispetto a quella del bacino Larici, presenta valori dei coefficienti di deflusso maggiori per il fatto che la propria area ripariale è minore rispetto quella del bacino Larici.

I risultati ottenuti in questa analisi si dimostrano coerenti con quanto affermato in un lavoro condotto da Sidle et al. (2000) nel bacino sperimentale Hitachi Ohta in Giappone caratterizzato da stretti corridoi ripariali e versanti ripidi.

3.4 Analisi degli idrogrammi di piena per eventi di precipitazione a bassa, media e alta cumulata

Sono stati messi a confronto gli idrogrammi di piena verificatesi nei bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza in occasione di alcuni eventi di precipitazione, scelti dalla serie di eventi avvenuti durante il periodo che comprende le stagioni 2006-2007-2008, classificati in tre categorie distinte tra loro: bassa, media, alta cumulata. Sono stati considerati come eventi a bassa cumulata qualora la precipitazione risulta minore a una soglia di 15 mm, media cumulata se invece la precipitazione è compresa tra 15 e 30 mm, alta cumulata se invece la precipitazione risulta maggiore a una soglia di 40 mm. Per tutti e tre i bacini sono state considerate le precipitazioni medie areali.

Da questa analisi ci aspettiamo di poter confrontare i ritardi nei tempi di risposta fra i tre bacini in occasione di uno stesso afflusso, inoltre dà l'opportunità di osservare la forma che assumono gli idrogrammi in funzione di uno stesso evento di precipitazione.

Affinché possano essere messi a confronto, gli idrogrammi sono stati adimensionalizzati nei loro valori di portata. A tale scopo, per ogni idrogramma, i valori di portata misurati ogni quindici minuti sono stati divisi per il valore al picco di portata avvenuto in occasione dell'evento di precipitazione, quindi i tre valori al picco assumono valore pari a 1, tutti gli altri sono compresi tra 0 e 1.

In Figura 3.12 si riporta il confronto tra gli idrogrammi normalizzati per tre eventi di precipitazione della categoria bassa cumulata, ovvero precipitazioni minori della soglia di 15 mm.

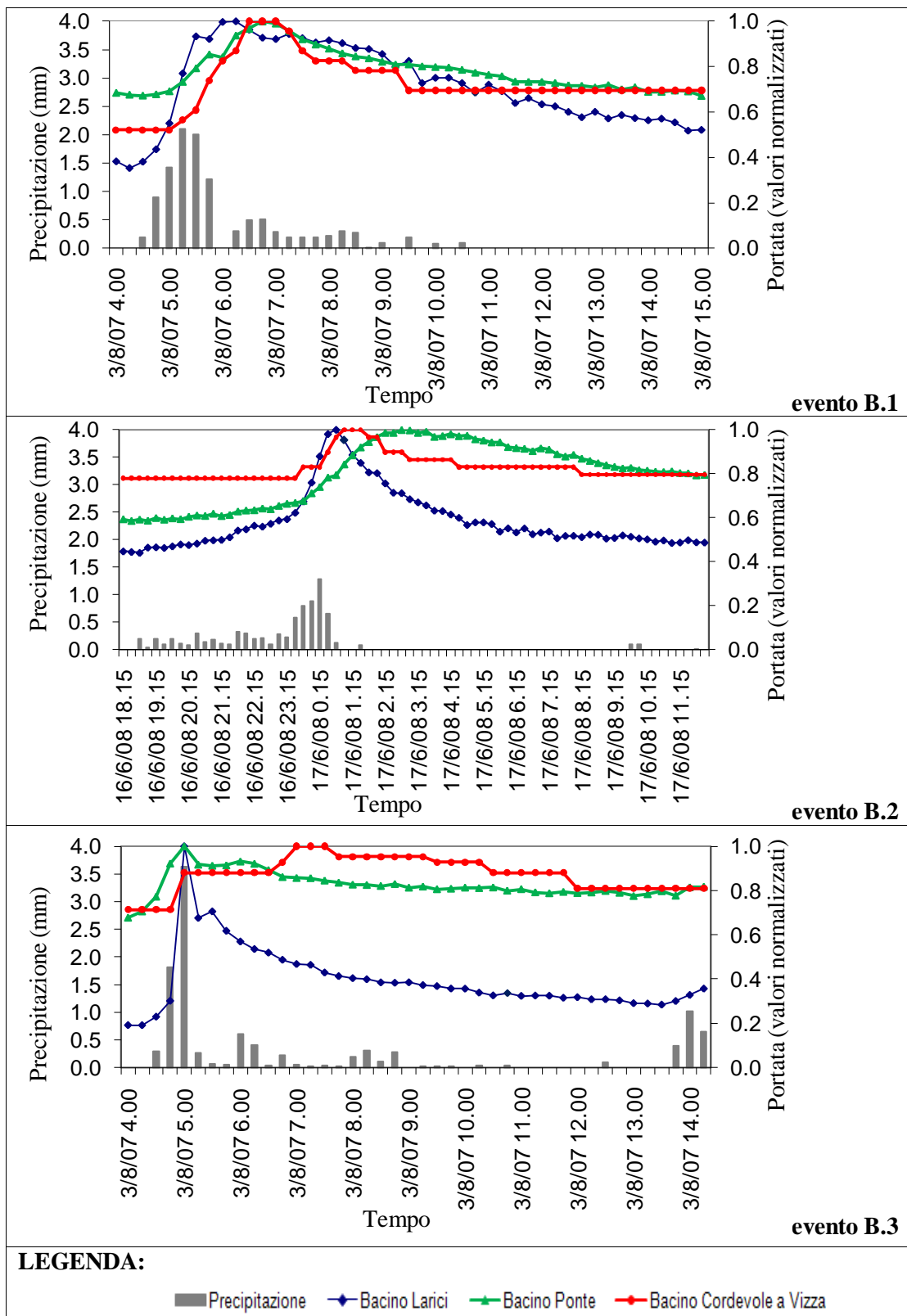


Figura 3.12: Confronto tra gli idrogrammi di piena nei tre bacini per tre eventi a bassa cumulata

In Figura 3.13 si riporta il confronto tra gli idrogrammi normalizzati per tre eventi di precipitazione della categoria media cumulata, ovvero precipitazioni comprese tra 15 mm e 30 mm.

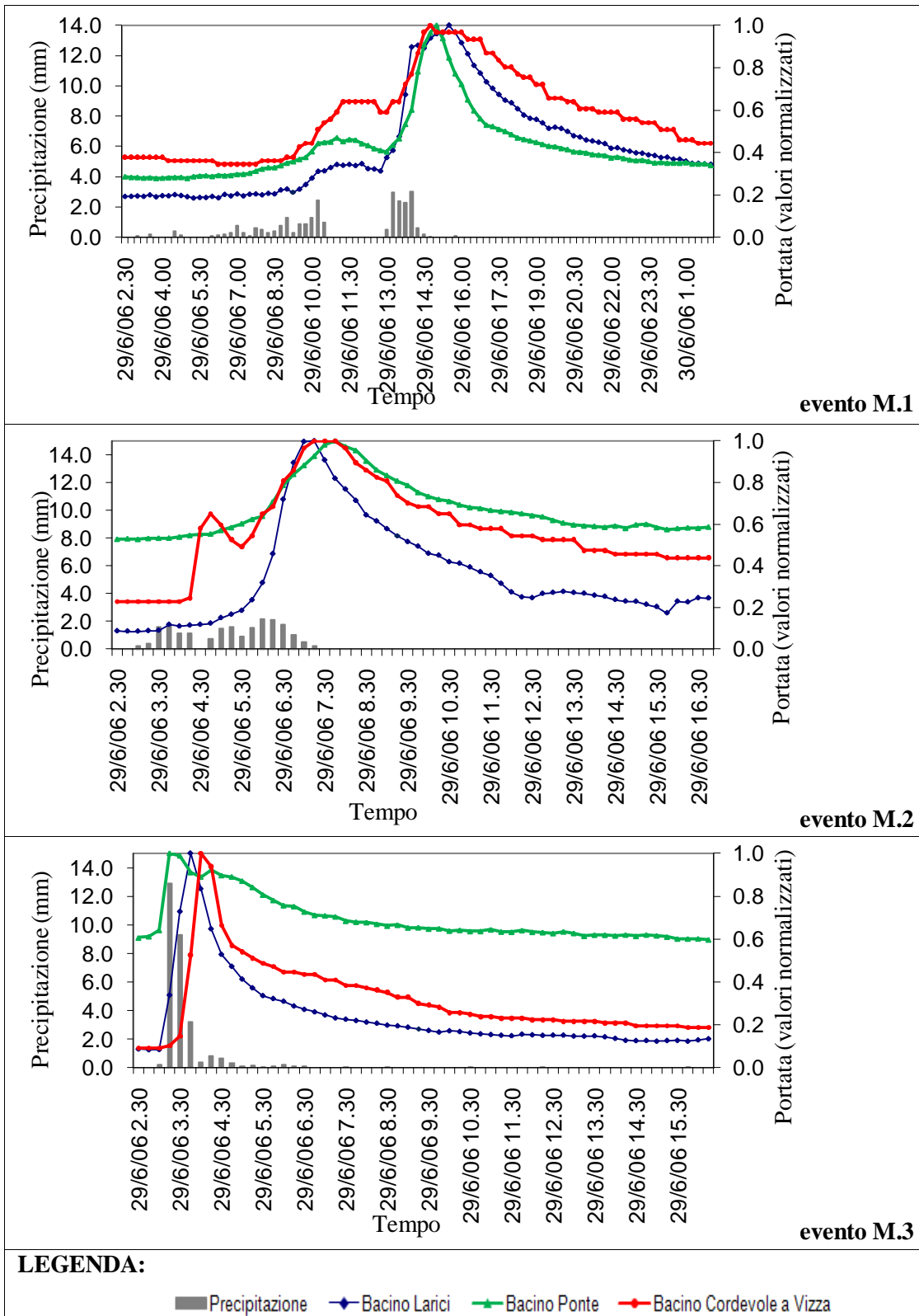


Figura 3.13: Confronto tra gli idrogrammi di piena nei tre bacini per tre eventi a media cumulata

In Figura 3.14 si riporta il confronto tra gli idrogrammi normalizzati per tre eventi di precipitazione della categoria alta cumulata, ovvero precipitazioni maggiori della soglia di 40 mm.

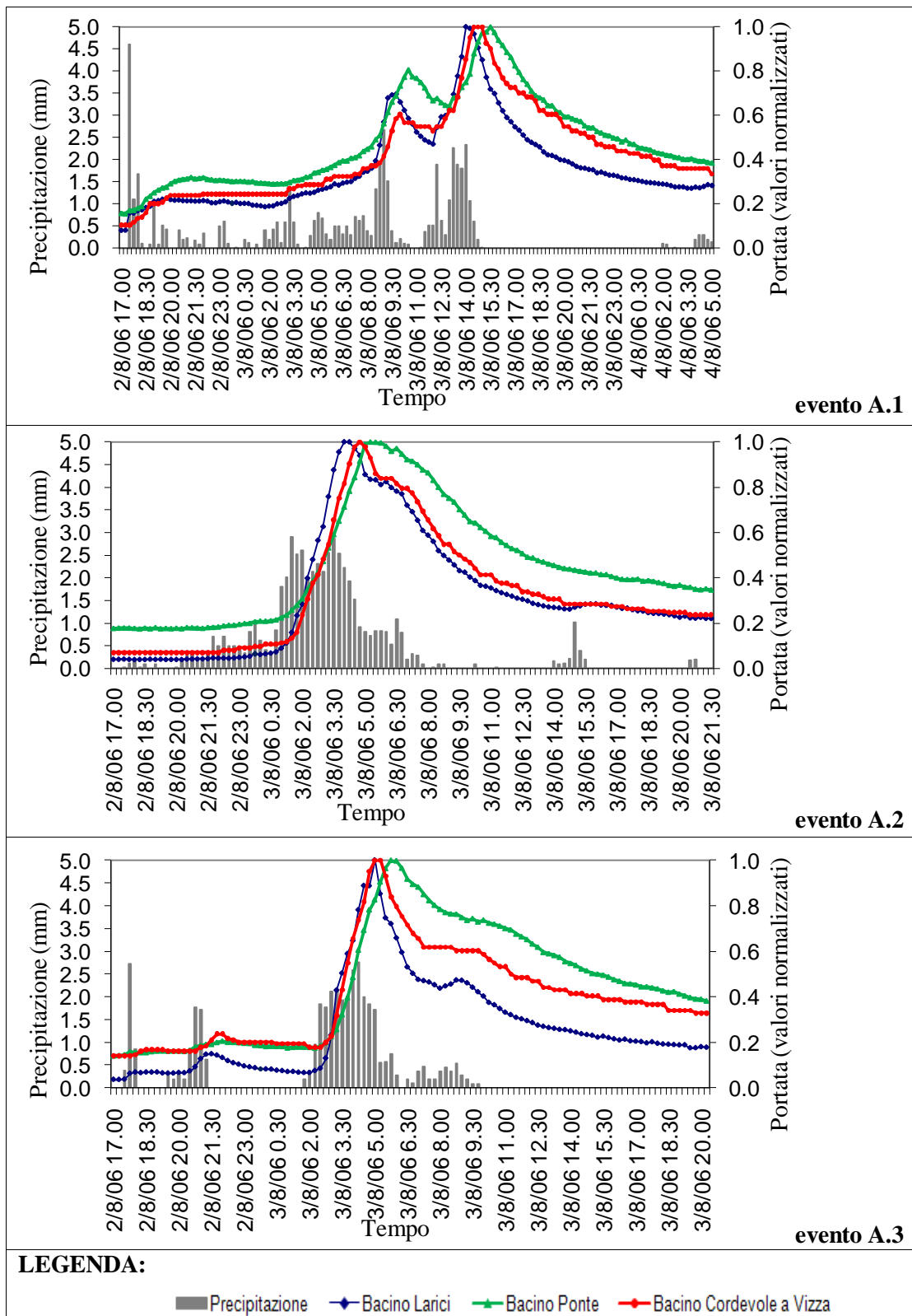


Figura 3.14: Confronto tra gli idrogrammi di piena nei tre bacini per tre eventi ad alta cumulata

Dall'osservazione degli idrogrammi per le tre categorie (bassa, media, alta cumulata) si riscontra una notevole variabilità nelle modalità di risposta dei tre bacini.

Di seguito si riporta le seguenti considerazioni:

- *Istante picco di portata*: Caratteristica comune a tutti gli eventi scelti è il breve intervallo di tempo che separa i valori al picco raggiunti dai tre bacini. L'ordine di raggiungimento del picco di portata dai tre bacini è molto variabile, tuttavia, mentre il bacino Larici normalmente è il primo a raggiungere la portata massima, i bacini Ponte e Cordevole a La Vizza si susseguono con ordine sempre diverso.

Il breve intervallo di tempo che separa i valori al picco di portata e l'ordine di raggiungimento sempre variabile fa ritenere come la tempistica necessaria affinché si raggiunga la portata massima non sia influenzata dalla scala spaziale del bacino, piuttosto essa è influenzata dal regime degli afflussi durante l'evento. Infatti, se confrontiamo i ritardi, calcolati come differenza tra l'istante in cui si raggiunge il picco di portata e il baricentro degli afflussi, essi sono molto simili fra i tre bacini per qualsiasi evento analizzato, sia esso di bassa, media o alta cumulata.

- *Valore iniziale di portata*: Il bacino del Larici ha valori iniziali di portata sempre molto bassi e inferiori rispetto a quelli degli altri due bacini, per cui esso è sempre molto scarico in acqua prima che si verifichi un evento di precipitazione; il bacino Ponte, invece, ha valori iniziali di portata molto alti e spesso maggiori rispetto agli altri due, per cui si può ritenere che per questo bacino i deflussi sono influenzati da un notevole apporto idrico di tipo sottosuperficiale. Il bacino del Cordevole a La Vizza ha valori iniziali di portata che a volte sono piuttosto bassi e, quindi, in termini adimensionali sono simili a quelli del bacino Larici, altre volte sono più elevati e maggiori di quelli per il bacino Ponte. Tale variabilità nei valori iniziali di portata per il bacino del Cordevole a La Vizza è influenzata dalle condizioni di umidità del suolo antecedente l'evento preso in esame, per cui se si sono verificate delle precipitazioni qualche ora o giorni prima dell'evento analizzato allora si osservano valori iniziali di portata piuttosto alti, altrimenti il deflusso di base è più basso e in valori adimensionali è simile a quello del bacino Larici.

- *Curva di recessione*: Il bacino del Larici ha valori finali di portata sempre molto bassi, per cui esso defluisce gli apporti in acqua precipitati durante l'evento molto velocemente, raggiungendo prima degli altri due bacini bassi valori di portata; il bacino Ponte, invece, ha valori finali di portata alti e spesso maggiori rispetto agli altri due, per cui esso trattiene maggiori apporti idrici e

li rilascia in tempi più lunghi. I bacini Ponte e Cordevole a La Vizza hanno maggiori portate quando gli eventi sono a bassa cumulata, per cui il piccolo apporto idrico viene defluito da questi bacini in tempi molto lunghi, invece, per eventi medi o di alta cumulata i valori di portata finale sono più bassi, per cui qualora gli afflussi sono maggiori anche questi due bacini rispondono con deflussi più rapidi raggiungendo prima bassi valori di portata finale.

- *Forma dell'idrogramma:* Le forme degli idrogrammi adimensionalizzati dei tre bacini tendono a essere simili tra loro, e tale somiglianza tende a migliorare qualora si considerano eventi a media o ad alta cumulata. Infatti, mentre per gli eventi a media e ad alta cumulata gli idrogrammi tendono ad essere maggiormente simili tra tutti e tre i bacini, perché i valori di portata iniziale, finale e di picco sono più vicini, i rami ascendente e discendente degli idrogrammi sono influenzati in maniera analoga dal regime degli afflussi durante l'evento; invece, per gli eventi a bassa cumulata, i valori iniziali e finali di portata rendono gli idrogrammi dei bacini Ponte e Cordevole a La Vizza simili tra loro, e il bacino Larici, avendo questi valori più bassi, si distingue dagli altri due bacini.

- *Eventi temporaleschi:* Dalla visione dei grafici e da un riscontro sui dati è verificato che per eventi di tipo temporalesco a bassa cumulata (vedi evento B.3 della Figura 3.11) i bacini Larici e Ponte rispondono con valori al picco di portata nello stesso istante in cui si verifica la massima intensità di afflussi, mentre il bacino del Cordevole risponde più tardi con un andamento dell'idrogramma più schiacciato e prolungato nel tempo, qualora invece l'evento è di media cumulata (vedi evento M.3 della Figura 3.12) anche il bacino del Cordevole risponde con un picco di portata che si verifica in un breve lasso di tempo dall'istante in cui si raggiunge l'intensità massima degli afflussi.

A questo punto, dalla lettura degli idrogrammi adimensionalizzati e dalle considerazioni fatte circa i valori di portata iniziale e finale raggiunti dai tre bacini, si è deciso di verificare che relazioni intercorrono tra i coefficienti di deflusso e i dislivelli calcolati come differenza tra i valori normalizzati del picco e della portata iniziale. In Figura 3.15 si riporta il grafico della relazione tra i coefficienti di deflusso e i dislivelli di portata, in cui i punti sono stati distinti per bacino e per cumulata di precipitazione attraverso una simbologia appropriata riportata in legenda.

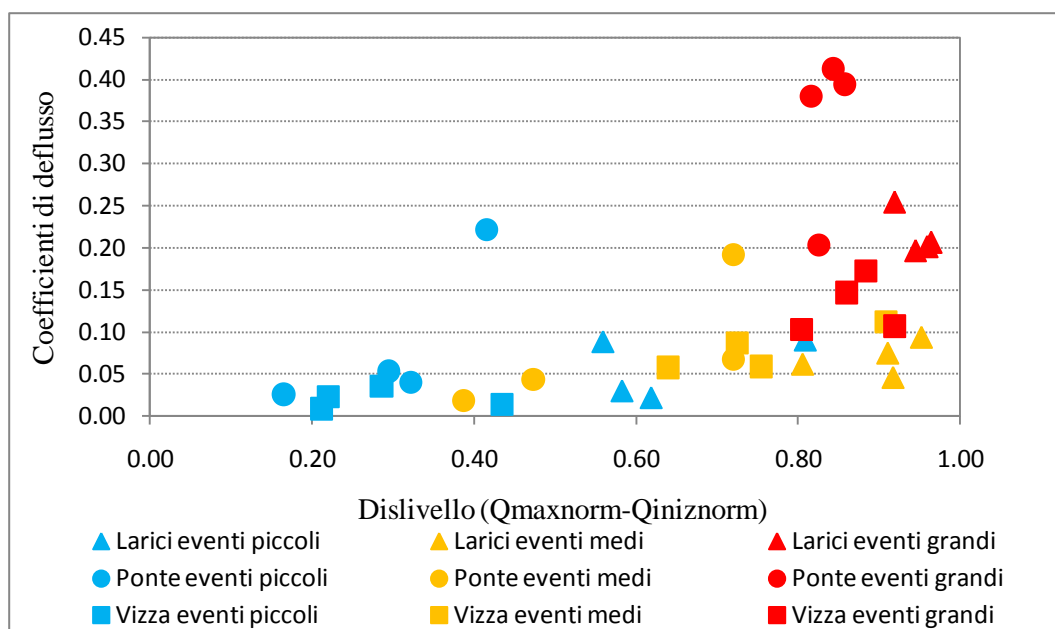


Figura 3.15: Relazione tra i coefficienti di deflusso e il dislivello ($Q_{maxnorm}-Q_{iniznorm}$)

Dall'osservazione del grafico si può notare:

- Per gli eventi a bassa cumulata e rappresentati dal colore azzurro (precipitazioni minori della soglia di 15 mm). I coefficienti di deflusso sono tutti bassi e inferiori a 0.10, tranne un unico caso in cui il coefficiente di deflusso calcolato per il bacino Ponte supera 0.20.

I dislivelli sono molto distribuiti e compresi tra circa 0.15 e 0.80, tuttavia i dislivelli per i bacini Ponte e Cordevole non superano il valore di 0.40, invece quelli per il bacino Larici sono concentrati tra 0.55 circa e 0.80.

- Per gli eventi a media cumulata e rappresentati dal colore giallo (precipitazioni comprese tra 15 mm e 30 mm). I coefficienti di deflusso sono tutti piuttosto bassi, concentrati tra valori di circa 0.05 e 0.10, tranne un unico caso in cui il coefficiente di deflusso calcolato per il bacino Ponte è di poco inferiore a 0.20. Anche i dislivelli per la categoria media cumulata sono molto distribuiti e compresi tra circa 0.40 e 0.90, tuttavia, mentre i dislivelli per il bacino Ponte si osservano valori compresi tra 0.40 e 0.70, quelli per il bacino Cordevole sono compresi tra 0.65 e 0.90, invece quelli per il bacino Larici non sono inferiori di 0.80.

- Per gli eventi ad alta cumulata e rappresentati dal colore rosso (precipitazioni maggiori della soglia di 40 mm). A differenza delle due categorie precedenti, questa risulta essere più concentrata in termini di dislivello e meno in termini di coefficienti di deflusso. Infatti, i coefficienti di deflusso sono compresi tra un minimo di 0.10 e un massimo di 0.41, tuttavia, quelli calcolati per i bacini del Cordevole e Larici sono concentrati in valori compresi tra 0.10 e 0.25, invece quelli per il bacino Ponte sono concentrati in valori che si aggirano intorno a 0.40, tranne un unico caso in cui il coefficiente di deflusso è di 0.20.

I dislivelli sono tutti molto elevati e compresi tra 0.80 e poco meno di 1.0, inoltre anche per questa categoria si può riconoscere una maggiore concentrazione dei dislivelli calcolati per il bacino Larici tendenzialmente più elevati, valori tendenzialmente più bassi per i dislivelli calcolati per il bacino Ponte, invece i valori per il bacino Cordevole sono più distribuiti.

CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi, che si prefigge come obiettivo l'analisi della risposta idrometrica di due piccoli sottobacini del Rio Vauz, confrontandola con quella del bacino del Cordevole, quest'ultimo di dimensioni decisamente maggiori, ha contribuito ad approfondire le conoscenze circa il ruolo che ha la variabilità spaziale delle precipitazioni nel confronto a scale di estensione diverse, e la valutazione dei processi idrologici nello spazio, con riferimento a diverse scale di riferimento.

A partire dai dati di afflussi e deflussi misurati negli anni 2006-2007-2008 sono stati individuati gli eventi piovosi che si sono verificati, quindi si è potuto valutare come reagiscono i tre bacini in termini di coefficiente di deflusso, di velocità di risposta, di incremento di portata.

In particolare sono stati analizzati i seguenti aspetti:

- a) Analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni;
- b) Relazione tra afflussi e deflussi;
- c) Relazione tra i coefficienti di deflusso dei tre bacini e l'influenza che l'area ripariale provoca sulla generazione dei deflussi;
- d) Analisi degli idrogrammi di piena per eventi di precipitazione a bassa, media e alta cumulata.

Relativamente agli aspetti presi in considerazione, si possono fare alcune osservazioni:

- a) Dall'osservazione complessiva delle piogge cumulate durante le tre stagioni non si riconoscono affinità tra le stazioni, poiché l'ordine crescente è sempre variabile e le cumulate di pioggia calcolate per ciascuna stazione rendono le stesse a volte simili tra loro poiché le differenze sono più contenute, altre volte meno quando le differenze risultano maggiori. Tale variabilità è evidente se si osservano l'ordine e le differenze che si vengono a formare tra le piogge cumulate alle stazioni di Larici, Ponte, Passo Pordoi e Arabba. Tuttavia, la stazione di Caprile risulta essere quella in cui si verifica la minore precipitazione, invece le stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela sono quelle in cui si verificano le maggiori precipitazioni.

Sono stati calcolati il numero di eventi e i valori medi minimi e massimi di precipitazione cumulata durante gli eventi piovosi individuati nelle sette stazioni di misura esaminate.

I risultati dimostrano che tra le sette stazioni il numero di eventi è mediamente abbastanza simile; anche i valori minimi di precipitazione cumulata sono compresi in un divario contenuto. Qualora invece si voglia valutare le medie di pioggia cumulata durante gli eventi si può notare che quelle relative alle stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela tendono ad essere superiori rispetto alle altre, mentre quelle relative alle stazioni di Larici e Ponte sono tendenzialmente inferiori. Anche considerando i valori massimi di pioggia cumulata si può notare che le stazioni di Passo Falzarego e Malga Ciapela sono maggiori rispetto alle altre, mentre Larici e Ponte presentano valori massimi di cumulata più bassi. Le stazioni di Arabba, Passo Pordoi e Caprile hanno invece valori intermedi sia se si voglia considerare le medie che i valori massimi tra le cumulate di pioggia.

Le relazioni tra le precipitazioni a scala di evento registrate in ogni stazione di misura si dimostrano tutte di tipo lineare a direzione positiva con buone entità di correlazione, stando a provare che all'aumentare della precipitazione in una determinata stazione aumenta la precipitazione anche in un'altra stazione ad essa correlata. Invece le relazioni tra le precipitazioni misurate nelle stagioni 2006-2007-2008 sono lineari a direzione positiva, ma assumono le migliori entità solamente se si combinano tra loro le stazioni di Larici, Ponte, Arabba e P. Pordoi. Quando invece si vuole combinare le precipitazioni misurate nelle stagioni 2006-2007-2008 dalle stazioni di Caprile, Malga Ciapela, Passo Falzarego con le altre quattro stazioni (Larici, Ponte, Arabba, P. Pordoi), i valori dei coefficienti di correlazione sono più bassi, lasciando immaginare una bassa relazione nei regimi degli afflussi tra i due gruppi di stazioni.

Sono stati relazionati i casi di uguale e diversa precipitazione tra le stazioni con la distanza planimetrica e il dislivello di quota che separa le stazioni stesse. I risultati dimostrano come la probabilità che si verificano casi di uguale precipitazione è maggiore qualora la distanza tra le stazioni è contenuta, tuttavia questa probabilità tende rapidamente a decrescere con l'aumentare della distanza, invece la probabilità che si verificano casi con diversa precipitazione è analoga a qualsiasi distanza presa in considerazione. Non si osserva nessuna relazione tra dislivello di quota né con i casi di uguale né con i casi di diversa precipitazione. Si ritiene che la distanza planimetrica abbia una influenza maggiore rispetto al dislivello di quota nel verificarsi casi di uguale precipitazione tra le stazioni esaminate.

- b) Utilizzando i dati degli afflussi e deflussi, si è cercato di capire come varia la risposta idrometrica al variare della scala spaziale dei tre bacini analizzati, focalizzando

l'attenzione sulla relazione tra quantità di afflusso e valori del picco di portata, deflussi totali, infine la relazione tra durata di precipitazione e deflussi totali.

Dalle relazioni tra le precipitazioni totali e i valori al picco di portata misurati durante gli eventi si è potuto notare che le pendenze delle rette interpolatrici tra i punti si riducono passando dal bacino Larici a scala spaziale minore fino al bacino Cordevole a La Vizza di scala maggiore. Per cui si ritiene che l'incremento nella relazione tra precipitazione totale a scala di evento e valori al picco di portata è inversamente proporzionale all'estensione del bacino. La maggiore dispersione dei punti nella relazione tra precipitazione totale e valore al picco ottenuto per il bacino Cordevole a La Vizza, confermato anche dal valore di R^2 inferiore rispetto agli altri due, dimostra che a parità di intensità di precipitazione il bacino Cordevole a La Vizza può rispondere con valori al picco molto diversi.

Dalle relazioni tra precipitazioni totali e deflussi totali calcolati durante gli eventi relativi ai tre bacini in esame si è potuto notare che i valori massimi del deflusso totale raggiunti dai tre bacini sono diversi, come anche le rette interpolatrici tra i punti presentano pendenze differenti.

Si ritiene che all'aumentare della dimensione spaziale del bacino il deflusso totale tenda a diminuire, mentre esiste una proporzionalità diretta tra estensione del bacino e incremento nella relazione tra precipitazione totale a scala di evento e deflusso totale. Il comportamento del bacino Ponte si ritiene invece sia dominato da suoli sottili nella parte alta del bacino che favoriscono elevati deflussi e che ne condiziona il regime dei deflussi in maniera maggiore rispetto agli altri due bacini.

Dalle relazioni tra i deflussi totali e le durate di precipitazione calcolate per gli eventi relativi ai tre bacini si è potuto notare che l'aspetto comune a tutti e tre i bacini è una distribuzione dei punti che porta alla formazione di una biforcazione, ovvero qualora le durate di precipitazione sono inferiori a circa 600 minuti i dati di deflusso totale sono molto bassi e si ha una regione con valori tutti concentrati, tuttavia da essa partono due rami tra loro distinti. Il primo ramo sembra sia caratteristico per eventi di precipitazione di tipo temporalesco, in quanto rappresenta eventi ad alto deflusso totale e bassa durata di precipitazione. Il secondo ramo sembra invece sia caratteristico per eventi di tipo stratiforme, in quanto rappresenta eventi a basso deflusso totale e alta durata di precipitazione. I valori massimi minimi e medi di intensità massima e media degli afflussi hanno dimostrato una chiara distinzione tra le due tipologie di evento. Pertanto si deduce che i bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza rispondono con deflussi totali alti

quando si verificano eventi di tipo temporalesco, rispondono invece con deflussi totali bassi quando si verificano eventi di tipo stratiforme.

- c) Dalle relazioni tra i coefficienti di deflusso calcolati per ogni bacino, relativi agli eventi piovosi che si sono verificati durante il periodo che comprende le stagioni 2006-2007-2008, si evince come all'aumentare dei valori del coefficiente di deflusso per il bacino Larici aumentino rapidamente anche quelli per il bacino Ponte. Tale affinità non si osserva qualora si voglia relazionare i coefficienti di deflusso dei bacini Larici e Ponte con quelli del bacino Cordevole a La Vizza. Difatti le rette interpolatrici dei punti e passanti per l'origine degli assi hanno pendenza maggiore per la relazione tra i coefficienti di deflusso tra Larici e Ponte, mentre le pendenze di tali rette per le relazioni tra i bacini Larici e Ponte con il Bacino Cordevole a La Vizza sono minori. I coefficienti R^2 delle rette interpolatrici tra i coefficienti di deflusso sono bassi per le relazioni tra Cordevole a La Vizza sia con Larici sia con Ponte, stando a dimostrare che l'entità di correlazione tra i due piccoli bacini con il bacino del Cordevole a La Vizza è piuttosto scarsa.

Attraverso l'analisi della funzione di distribuzione *Beta*, si è verificato a livello grafico se i dati dei coefficienti di deflusso calcolati per i tre bacini seguono questa distribuzione di frequenza. Si è osservato che i coefficienti di deflusso calcolati per il bacino Ponte, rispetto a quelli calcolati per gli altri due bacini, sono quelli che si distribuiscono meno accuratamente lungo la propria curva teorica di distribuzione *Beta*, mentre i coefficienti di deflusso calcolati per il bacino del Cordevole a La Vizza si distribuiscono più accuratamente.

È stata eseguita un'analisi allo scopo di motivare i valori dei coefficienti di deflusso più alti per il bacino del Ponte, per mezzo della quale si è notato l'importanza che ha la percentuale di area ripariale nel condizionare i deflussi totali quindi anche i coefficienti di deflusso. I risultati dimostrano che all'aumentare del valore percentuale di area con bassa pendenza si ha una diminuzione dei coefficienti di deflusso. Lo stesso concetto, se visto da un altro punto di vista, evidenzia quanto maggiore è l'area di versante, tanto maggiore è il deflusso totale, quindi maggiore e anche il valore del coefficiente di deflusso.

- d) Sono stati messi a confronto gli idrogrammi di piena adimensionalizzati verificatesi nei bacini Larici, Ponte e Cordevole a La Vizza in occasione di alcuni eventi di precipitazione classificati in tre categorie distinte tra loro: bassa, media, alta cumulata. Dall'osservazione

degli idrogrammi per le tre categorie (bassa, media, alta cumulata) si riscontra una notevole variabilità nelle modalità di risposta dei tre bacini.

Il breve intervallo di tempo che separa i valori al picco di portata, l'ordine di raggiungimento molto variabile e la migliore affinità tra i ritardi di risposta agli afflussi fa ritenere come la tempistica necessaria affinché si raggiunga la portata massima sia condizionato dal regime degli afflussi stessi durante l'evento. I valori di portata iniziale e finale del bacino Larici sono molto bassi e inferiori a quelli degli altri due bacini, per cui questo bacino è sempre molto scarico in acqua prima che si verifichi un evento piovoso, e altrettanto velocemente si scarica dopo l'evento stesso. I valori di portata iniziale e finale del bacino Ponte sono molto alti e spesso maggiori rispetto gli altri due bacini, per cui questo bacino è caratterizzato da tempi di corrivazione molto lunghi e da notevoli apporti idrici di tipo sottosuperficiale. La variabilità nei valori di portata iniziale e finale del bacino Cordevole a La Vizza lascia immaginare che questo bacino è influenzato da molti fattori tra i quali le condizioni di umidità del suolo antecedente l'evento, e i valori di cumulata degli afflussi.

Caratteristiche comuni a tutti e tre i bacini per qualsiasi evento esaminato sono le forme degli idrogrammi adimensionalizzati che tendono a essere simili tra loro, e tale somiglianza tende a migliorare qualora si considerano eventi a media o ad alta cumulata.

Si è deciso di verificare che relazioni intercorrono tra i coefficienti di deflusso e i dislivelli, calcolati come differenza tra i valori normalizzati del picco di portata e la portata iniziale.

Si è notato che per gli eventi a bassa e media cumulata i coefficienti di deflusso per ogni bacino sono piuttosto bassi mentre i dislivelli sono molto distribuiti. Per gli eventi ad alta cumulata, a differenza delle due categorie precedenti, risulta essere più concentrata in termini di dislivello e meno i termini di coefficienti di deflusso. Nei limiti di ciascuna categoria si osserva che il bacino Larici ha i dislivelli concentrati nel limite superiore dell'intervallo di appartenenza, il bacino Ponte invece ha valori concentrati nel limite inferiore, e il bacino Cordevole ha dislivelli più distribuiti.

BIBLIOGRAFIA

Acreman, Sinclair M. C., 1986:

Classification of drainage basins according to their physical characteristics, an application for flood frequency analysis in Scotland.

Journal of Hydrology. 84 ,365-380.

Benini G., 1990:

Sistemazioni idraulico-forestali,

Torino: UTET pag. 69-71

Boscolo P., 2004:

Analisi del regime di piena per piccoli bacini idrografici di tipo alpino,

Relazione del primo anno di dottorato in “Gestione ambientale dei bacini idrografici e tecniche di rappresentazione del territorio”, Università degli studi di Padova, Facoltà di Agraria,

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Blöschl G., 2001:

Scaling in hydrology,

Hydrological Processes, 15, 709–711.

Ciarapica L., Todini E., 2002:

TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales

Hydrological Processes, 16, 207–229.

Colombera P., 2006

Analisi dei valori di umidità del suolo a diversa profondità per i versanti di un bacino dolomitico

Tesi di laurea in Scienze forestali e ambientali, Università degli Studi di Padova

D’Agostino V., Carraro V. (a cura di), 2005

Conoscere il sistema fiume nell’ambiente alpino

Atti del 41.mo corso di Cultura in Ecologia, pag 64-74.

Didszun J., Uhlenbrook S., 2008:

Scaling of dominant runoff generation processes: Nested catchments approach using multiple tracers,

Water Resources Research, vol. 44, W02410, doi:10.1029/2006WR005242.

Ferri S., 1988:

Elementi di Meteorologia,

Milano, HOEPLI

Fiorentino M., Jacobellis V., 2001:

New insights about the climatic and geologic control on the probability distribution of floods

Water Resources Research, 373, 721-730.

Fiorentino M., Carriero D., Laguardia G., Manfreda S., Margiotta M. R., Rossano R., Sole A., Iacobellis V., 2002:

Una proposta metodologica per la mappatura della variabilità spaziale delle perdite idrologiche durante i fenomeni di piena,

La Difesa della Montagna. Convegno Nazionale, Assisi.

Gottschalk L., Weingartner R., 1998:

Distribution of peak flow derived from a distribution of rainfall volume and runoff coefficient, and a unit hydrograph,

Journal of Hydrology, 208, 148–162.

Gregoretto C., 2008:

Idraulica,

Università di Padova, Materiale didattico, cap. 5.

Harter T., Hopmans J.W., 2004:

Role of Vadose Zone Flow Processes in Regional Scale Hydrology: Review, Opportunities and Challenges.

Department of Land, Air, and Water Resources/Hydrology, University of California, Davis, CA

Manfreda S., Fiorentino M., Iacobellis V., 2005:

DREAM: a distributed model for runoff, evapotranspiration, and antecedent soil moisture simulation

Advances in Geosciences, 2, 31–39.

McDonnell J., Woods R., 2004:

On the need for catchment classification,

Journal of Hydrology, 299, 2–3

McGlynn B. L., McDonnell J., 2003:

Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff

Water Resources Research , vol. 39, NO. 11, 1310, doi:10.1029/2003WR002091

Merz R., Blöschl G., Parajka J., 2006:

Spatio-temporal variability of event runoff coefficients,

Journal of Hydrology, 331, 591– 604.

Merz R., Blöschl G., 2009:

A regional analysis of event runoff coefficients with respect to climate and catchment characteristics in Austria,

Water Resources Research, vol. 45, W01405, doi:10.1029/2008WR007163

Norbiato D., Borga M., Merz R., Blöschl G., Carton A., 2009:

Controls on event runoff coefficients in the eastern Italian Alps,

Journal of Hydrology, 375, 312–325.

Penna D.,2005:

Variabilità spazio – temporale dell’umidità del suolo in un piccolo bacino idrografico di tipo alpino

Relazione del primo anno di dottorato in “Idronomia ambientale”, Università degli studi di Padova, Facoltà di Agraria, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Penna D., Tromp van-Meerveld H.J., Gobbi A., Borga M., Dalla Fontana G., 2010:

The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment,

in submission to Hydrological and Earth Systems Science

Rigon R., Bertoldi G., Over T. M., 2002:

GEOTOP: Un modello del ciclo idrologico,

28° Convegno di Idraulica e Costruzioni idrauliche, Potenza.

Tarboton D. G., 2003:

Rainfall-runoff processes.

Utah State University,

<http://www.engineering.usu.edu/dtarb/rrp.html>.

Todini E., 2008:

I modelli idrologici,

Università di Bologna, Materiale didattico, cap. 7.

Trucchi P., 1998:

Dati idrologici,

Regione Toscana, cap. 4

Van Beusekom M., 2004:

A hydrogeological inventory of the Bacino del Cordevole, northern Italy

Free University of Amsterdam, Faculty of Earth and Life Sciences

Sidle R. C., Tsuboyama Y., Noguchi S., Hosoda I., Fujieda M., Shimizu T., 2000:

Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm

Hydrological Processes, 14, 369–385

Soulsby C., Rodgers P., Smart R., Dawson J., Dunn S., 2003:

A tracer-based assessment of hydrological pathways at different spatial scales in a mesoscale Scottish catchment,

Hydrological Processes, 17, 759–777.

Bibliografia web

www.keller-druck.com: trasmettitore di pressione

www.wmo.int : World Meteorological Organization

www.meteo.it

www.arpa.veneto.it

Questo elaborato rappresenta per me un motivo di orgoglio e soddisfazione personale, tuttavia non posso e non voglio dimenticare tutte le persone che mi sono sempre state vicine e hanno creduto in me.

Il mio primo ringraziamento va al Professor Marco Borga per avermi dato la possibilità di svolgere questo lavoro e il correlatore Daniele Penna per la disponibilità nel seguirmi. Un ringraziamento inoltre ad Alberto Gobbi e Nicola Mantese per l'aiuto nella elaborazione dei dati.

Ringrazio i miei genitori, mia sorella Daniela, Stefania che per me è una persona molto cara, gli amici più stretti per il sostegno e l'aiuto nella stesura della tesi.